

Publié avec le concours financier de l'U. N. E. S. C. O.

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie

de l'Union géodésique et géophysique internationale

Série II — Tome XXIII

Compte - rendu
du Symposium de Paris
16 - 19 Septembre 1959

B. V.

NAPOLI
STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI
Via Cisterna dell'Olio
1960

Printed in Italy

Publié avec le concours financier de l'U. N. E. S. C. O.

Bulletin volcanologique

ORGANE DE

l'Association de Volcanologie

de l'Union géodésique et géophysique internationale


Série II — Tome XXIII

<p>Compte - rendu du Symposium de Paris 16 - 19 Septembre 1959</p>
--

B. V.

NAPOLI
STABILIMENTO TIPOGRAFICO FRANCESCO GIANNINI & FIGLI
Via Cisterna dell'Olio
1960

Printed in Italy



Digitized by the Internet Archive
in 2023 with funding from
Kahle/Austin Foundation

Association Internationale de Volcanologie

Symposium sur la surveillance des volcans actifs, la protection en cas d'éruption et l'utilisation de l'énergie volcanique à des fins variées

Paris, 16-19 Septembre 1959

Compte-rendu rédigé par le Secrétaire du Symposium

Prof. BERNARD GEZE (1)

Le présent symposium est le premier que l'Association Internationale de Volcanologie ait organisé en dehors de ses réunions normales, tenues lors des Assemblées générales de l'Union Géodésique et Géophysique Internationale.

Sur proposition du Président A. RITTMANN et du Secrétaire général F. SIGNORE, trois sujets avaient été mis à l'ordre du jour:

1°) *Surveillance géophysique et géochimique des volcans actifs; possibilité de prévision et de contrôle des éruptions.*

2°) *Elaboration de recommandations ou de règles en cas de danger d'éruption, afin de réduire les dégâts et de garantir la sécurité des habitants; délimitation des zones dangereuses, etc.; collaboration avec les autorités civiles et militaires.*

3°) *Utilisation de l'énergie volcanique à des fins variées.*

Avant le symposium proprement dit, et sur la demande de plusieurs volcanologues, le professeur L. GLANCEAUD, Président de la Section française de Volcanologie, avait organisé et conduit, du 13 au 15 septembre, une excursion aux volcans d'Auvergne qui, bien qu'éteints, à une époque géologique d'ailleurs très récente pour certains d'entre eux, posent encore des problèmes fort intéressants. Une trentaine de participants s'étaient retrouvés à cette excursion.

Les séances du symposium se sont tenues à Paris dans les locaux de la Sorbonne (Faculté des Sciences), avec l'aide matérielle des Laboratoires de Géographie physique et Géologie dynamique (Prof. L. GLANCEAUD), de Géologie appliquée (Prof. L. BARRABÉ) et de Physique du Globe (Prof. E. THELLIER).

(1) Vice-président de la Section de Volcanologie du Comité National Français de Géodésie et Géophysique, Président de la Section de Paléovolcanologie de l'Association Internationale de Volcanologie.

Les volcanologues et géophysiciens suivants furent présents aux séances:

Belgique et Congo belge: BERG (E.), BÉTHUNE (P. de), DENAEYER (M.),
MAGNÉE (I. de), MEYER (A.), TAZIEFF (H.).

Finlande: SAHAMA (T. G.).

France et Territoires français outre-mer: AUBERT DE LA RÛE (E.),
BORDET (P.), BUSSIÈRE (P.), CHAIGNEAU (M.), CHOUBERT (B.),
COULOMB (J.), DUBERTRET (L.), FABRE (L.), GÈZE (B.), GLANCEAUD
(L.), GOGUEL (J.), JÉRÉMINÉ (Mme E.), JOLIVET (J.), LABROUSTE
(Mme Y.), MENCHIKOFF (N.), NOETZLIN (J.), REMY (M.), ROTHÉ (J.),
SANDRÉA (A.), THELLIER (E.), VINCENT (P.).

Grèce: GEORGIADIS (A.).

Hollande: NEUMANN VAN PADANG (M.).

Islande: THORARINSSON (S.).

Italie: GENNAI (N.), PENTA (F.), RITTMANN (A.), SIGNORE (F.).

Japon: ARAMAKI (S.), HIDAKA (T.), KATO (Y.), MORIMOTO (R.), SHIMO-
ZURU (D.), YOKOYAMA (I.).

Papua-New Guinea: TAYLOR (G. A. M.).

Portugal: RIBEIRO (O.).

U.R.S.S.: FAVORSKAIA (M.), GORSHKOV (G.), IVANOV (V.), KIGAY (V.),
NABOKO (S.), PIIP (B.), SILNITCHENKO (V.), TOVAROVA (I.), VLADAVETZ
(V.), YUTSCHENKO (I.).

U.S.A.: MACDONALD (G. A.).

Mercredi 16 Septembre

Après-midi, 15 h.

Le Président A. RITTMANN ouvre le symposium et passe la parole au Secrétaire B. GÈZE pour des renseignements pratiques.

Le Prof. GÈZE présente en outre les excuses de 27 volcanologues de divers pays qui regrettent de ne pas avoir pu venir à Paris. Il précise enfin qu'il n'a pas été possible de séparer dans l'ordre du jour des communications celles qui ont trait aux premier et second sujets, une succession à peu près géographique ayant donc été adoptée. Seul, le troisième sujet sera traité franchement à part. Le dernier après-midi sera réservé à une discussion d'ensemble et à l'adoption des recommandations qui constituent le but même de notre réunion.

Le Président remercie le Prof. GÈZE pour l'organisation de ce symposium qui lui a demandé un très gros travail dans un temps

fort limité. Il prie ensuite le Prof. GLANGEAUD de bien vouloir présider la première séance.

Le Prof. GLANGEAUD remercie le Président RITTMANN de son geste aimable et passe la parole aux auteurs des communications inscrites à l'ordre du jour (1) :

R. FABRE et M. CHAIGNEAU: Technique de prélèvement et d'analyse de gaz de fumerolles de volcans. Exemples d'analyses de gaz prélevés à la Montagne Pelée (Martinique) et à la Grande Soufrière (Guadeloupe) (2).

Observations de MM. RITTMANN, FABRE, MEYER, NOETZLIN, THELLIER, MORIMOTO, JOLIVET, YOKOYAMA, GLANGEAUD.

J. JOLIVET: Surveillance géophysique et géochimique des volcans des Antilles françaises. Possibilité de prévision et de contrôle des éruptions.

Observations de MM. ROTHÉ, GÈZE, RITTMANN, GLANGEAUD, NOETZLIN.

Soirée, 21 h.

Présentation de films de O. RIBEIRO et de H. TAZIEFF sur l'éruption du volcan de Capelinhos, île de Faial (Açores).

Jeudi 17 Septembre

Matin, 9 h.

Présidence du Prof. G. M. MACDONALD.

S. THORARINSSON: On the predicting of volcanic eruptions in Iceland.

H. PELLETIER, G. DELIBRIAS, J. LABEYRIE et M.-Th. PERQUIS: Mesure de l'âge de la coulée volcanique du Puy de la Vache (Auvergne) par la méthode du Carbone 14 (3).

Observations de MM. GLANGEAUD, TAZIEFF.

G. IMBÓ: Quelques phénomènes accompagnant les phases préli-

(1) Les communications se trouvent imprimées après le présent procès-verbal. Les observations et discussions (enregistrées au magnetophone) figurent en résumé à la suite de chacune des communications qui les ont provoquées.

(2) Communication présentée par M. CHAIGNEAU et suivie par des projections de B. GÈZE montrant les lieux de prélèvement sur la Montagne Pelée et la Grande Soufrière.

(3) Communication présentée par H. TAZIEFF.

minaires de manifestations éruptives du Vésuve et les relatives possibilités de prévisions (1).

I. DE MAGNÉE: Présentation générale des études volcanologiques au Congo Belge (2).

E. BERG: Séismes et microséismes précurseurs des éruptions récentes des volcans actifs de l'Afrique centrale.

Observations de MM. JOLIVET, ROTHÉ, GLANCEAUD.

A. MEYER: Possibilités de contrôle au cours d'éruptions récentes dans les Virunga (Kivu) (2).

M. DENAEYER: Observations sur le volcan Niragongo (2).

H. TAZIEFF: Exploration géophysique et géochimique du volcan Niragongo (Congo Belge).

Après-midi, 15 h.

Présidence du Prof. V. VLODAVETZ.

H. A. FERREIRA: Notice sur deux manifestations récentes d'activité volcanique dans le territoire du Portugal (volcan de Fogo, volcan de Capelinhos) (3).

G. ZBYSZEWSKY: L'éruption du volcan de Capelinhos (île de Faial, Açores) (3).

F. MACHADO: Secular variation of seismo-volcanic phenomena in the Azores (3).

Observations de MM. RIBEIRO, MORIMOTO, GÈZE, JOLIVET, GEORCIADES.

M. DUCROT: Le volcan actif de l'île de la Réunion. Surveillance et étude de l'activité; possibilités d'utilisation de l'énergie émise (4).

Observations de MM. BUSSIÈRE, GÈZE, GLANCEAUD.

G. S. GORSHKOV: Some results of seismometric investigations at the Kamchatka volcanological station.

Observations de MM. TAZIEFF, ROTHÉ, MACDONALD, RITTMANN, BERG, GÈZE.

V. A. BERNSTEIN: On magnetometric investigations in vicinity of volcanoes.

(1) Communication présentée par I. YOKOYAMA.

(2) Ces communications n'ont pas donné lieu à la remise de textes destinés à l'impression.

(3) Les trois communications écrites relatives aux Açores ont été présentées en un seul exposé général par le Prof. O. RIBEIRO.

(4) Communication présentée par P. BUSSIÈRE.

S. I. NABOKO: Change in the fumarole regime of Kliuchevsky volcano.

Observations de MM. CHAIGNEAU, MEYER, BERG, MACDONALD.

G. S. GORSHKOV: Determination of the explosion energy in some volcanoes according to barograms.

V. I. VLODAVETZ: Principes de la division régionale volcanique en U.R.S.S.

Observations de MM. JOLIVET, RITTMANN, MACDONALD, TAZIEFF.

Soirée, 21 h.

Présentation de films de H. TAZIEFF et de A. MEYER sur les éruptions des volcans du Congo Belge.

Vendredi 18 Septembre

Matin, 9 h.

Présidence du Prof. I. DE MAGNÉE.

I. YOKOYAMA: Geomagnetic survey and gravimetric survey of active volcanoes in Japan (1).

R. MORIMOTO: Submarine eruption of the Myôjin reef.

A. ALCARAZ: Tilt measurements in Philippine volcanic areas (2).

M. NEUMANN VAN PADANG: Measures taken by the authorities of the Vulcanological Survey to safeguard the population from the consequences of volcanic outbursts.

D. HADIKUSUMO: On the Survey of Active Volcanoes in Indonesia (3).

G. A. M. TAYLOR: An experiment in volcanic prediction (4).

Observations de M. RITTMANN.

Après-midi, 15 h.

Présidence du Prof. S. THORARINSSON.

J. HEALY et H. TAZIEFF: Surveillance des volcans actifs en Nouvelle-Zélande (5).

(1) Cette communication orale résumait plusieurs travaux déjà publiés par l'auteur qui n'a donc pas remis de texte destiné à l'impression.

(2) Communication présentée par G. A. MACDONALD.

(3) Communication présentée par M. NEUMANN VAN PADANG (non destinée à l'impression).

(4) Le texte de cette communication n'a pas été remis par son auteur à temps pour pouvoir figurer dans le présent bulletin.

(5) Communication présentée par H. TAZIEFF.

E. AUBERT DE LA RÜE: Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles-Hébrides (Mélanésie).

C. BLOT, M. CHAIGNEAU et H. TAZIEFF: Nouvelles-Hébrides (Mars-Mai 1959) (1).

G. A. MACDONALD: Prediction of eruptions of Hawaiian volcanoes.

B. GÈZE: L'utilisation des volcans pour accroître la pluviosité dans le Sahara est-elle utopique?

Observations de MM. P. BORDET, A. MEYER.

Constitution d'une commission restreinte pour la rédaction de recommandations devant servir de conclusion au symposium.

Soirée, 21 h.

Présentation de films de G. A. MACDONALD sur les éruptions récentes des volcans des îles Hawaii.

Samedi 19 Septembre

Matin, 9 h.

Présidence du Prof. J. GOGUEL.

F. PENTA: Vapori naturali (« forze endogene »): Stato delle ricerche e considerazioni.

Observations de MM. RITTMANN, GÈZE, GOGUEL.

N. GENNAI: Résultat des forages effectués à Bagnore (Monte Amiata, Italie).

G. BÖDVARSSON: Exploration and exploitation of natural heat in Iceland (2).

Observations de M. IVANOV.

M. NEUMANN VAN PADANG: The steam borings in Kawah Kamodjang.

V. V. AVERIEV, V. V. IVANOV, and B. I. PRIP: Problems of using volcanic thermas of the Kurile-Kamchatka Island arc for power.

Observations de M. VLODAVETZ.

A. E. SVIATLOVSKY: Thermal underground waters of the Kamchatka and the role of recent tectonics and volcanism in their dynamics.

A. S. NEKHOROSHEV: To the problem of the methods for determining the pressure of volcanic vapours at depth.

(1) Communication présentée par H. TAZIEFF.

(2) Communication présentée par S. THORARINSSON.

F. E. STUDT and D. DOYLE: Electric power generation from geothermal steam at Wairakei (New-Zealand) (1).

Observations de MM. AUBERT DE LA RÛE, TAZIEFF, VLODAVETZ, GOGUEL, MORIMOTO.

Après-midi, 15 h.

Présidence du Prof. A. RITTMANN.

J. GOGUEL: Quelques considérations sur l'utilisation de l'énergie géothermique, à propos de la Nouvelle-Zélande.

Observations de M. RITTMANN.

Le Président rappelle que le but principal du symposium est la préparation d'une sorte de règlement sur la manière de surveiller un volcan actif, en précisant comment consulter les renseignements géophysiques pour prévoir une éruption, quelles doivent être les relations du volcanologue avec les autorités compétentes, les populations, etc. Or beaucoup de communications présentées, quoique très intéressantes en elles-mêmes, n'ont pas eu de rapport direct avec ce but. Dans un prochain symposium, il serait souhaitable que les auteurs s'en tiennent plus strictement à la question mise à l'ordre du jour.

La Commission constituée pour l'élaboration de recommandations a terminé ses travaux: M. MEYER, Secrétaire de cette commission, présente le texte relatif aux volcans actifs, puis M. GOGUEL expose les vœux relatifs à l'utilisation de l'énergie volcanique.

Après discussion, à laquelle prennent part MM. NOETZLIN, VLODAVETZ, JOLIVET, RITTMANN, ROTHÉ, GÈZE et RIBEIRO, les recommandations définitives sont approuvées sur leur texte français. Celui-ci, avec ses traductions en anglais et russe, est publié dans les pages ci-après.

Après-midi, 18 h.

Champagne d'Honneur, offert par le Comité National Français de Géodésie et Géophysique dans le Laboratoire du Professeur GLANGEAUD à la Sorbonne.

En l'absence du Président P. TARDI, le Vice-Président J. COULOMB, Directeur Général du Centre National de la Recherche Scientifique, félicite les délégués d'être venus aussi nombreux au symposium de

(1) Communication présentée par H. TAZIEFF et J. GOGUEL.

Paris et d'avoir réalisé un travail aussi éminemment utile. Le Président A. RITTMANN remercie le Comité National Français de son accueil chaleureux et manifeste également sa gratitude aux Professeurs GLANGEAUD et GÈZE qui ont tout fait pour que ce premier symposium de Volcanologie soit un franc succès.

Soirée, 20 h.

Dîner de clôture.

RECOMMANDATIONS

Les membres de l'Association Internationale de Volcanologie, réunis à Paris en symposium, sous les auspices de l'UNESCO et comme suite à un vœu émis par l'UGGI lors du Congrès de Toronto,

après avoir entendu les rapports des représentants des services volcanologique de nombreux pays,

ont recherché les moyens les plus aptes à assurer la surveillance des volcans, la protection des populations et biens matériels menacés par les éruptions, ainsi que l'utilisation de l'énergie volcanique à des fins variées,

ont adopté à l'unanimité les recommandations suivantes:

I. SURVEILLANCE PERMANENTE DES VOLCANS ACTIFS.

Cette surveillance suppose l'étude préalable complète (topographique, géologique, pétrographique, géophysique, géochimique et historique) des volcans en cause. En fonction de ces études, l'installation d'observatoires volcanologiques doit être réalisée en un emplacement convenable par rapport à l'édifice volcanique et de façon à pouvoir continuer à fonctionner en cas d'éruption.

Ces observatoires doivent posséder:

A) principalement

1° - Une station sismologique permanente permettant au moins l'enregistrement des trois composantes avec des appareils de période propre d'environ une seconde et à haute sensibilité.

2° - Au moins deux stations sismologiques auxiliaires possédant chacune un sismographe (pouvant être limité à l'enregistrement de

la composante verticale) dont l'enregistrement doit être effectué si possible à la station principale.

3° - Trois stations équipées d'appareils mesurant les variations d'inclinaison du sol (tiltmeters), à deux composantes, ces stations étant associées avec les stations séismologiques.

4° - Le matériel nécessaire à la prise de gaz et à la mesure de leur température.

B) éventuellement

Une station magnétique et gravimétrique et une station météorologique.

Ces observatoires doivent posséder un personnel qualifié en nombre suffisant pour que la permanence et l'interprétation des observations soient assurées.

II. ESSAIS DE PREVISION DES ERUPTIONS.

Il a été constaté que, dans les régions volcaniques bien étudiées, la prévision des éruptions est possible; mais la réalisation de telles prévisions exige une recherche scientifique permanente pour chaque volcan actif ou chaque groupe de volcans.

Les participants au symposium ont insisté sur l'intérêt de l'exploitation des séismogrammes pour la prévision des éruptions; cependant il est apparu qu'une confrontation précise des différents types d'enregistrements séismiques obtenus dans les observatoires volcanologiques serait souhaitable. Il est donc proposé que la prochaine Assemblée Générale d'Helsinki en 1960 mette à son ordre du jour la publication d'un atlas des différentes formes d'inscriptions, permettant de distinguer les séismes tectoniques locaux, volcano-tectoniques et proprement volcaniques.

Il convient d'associer à l'interprétation des séismogrammes les résultats fournis par les appareils mesurant l'inclinaison du sol (tiltmeters). L'emploi de cette méthode combinée a été plusieurs fois couronnée de succès.

De même, l'expérience a montré que la composition chimique des fumerolles varie au cours du cycle éruptif. Il est donc recommandé d'intensifier l'étude géochimique des émissions gazeuses des volcans.

Il est hautement souhaitable que les résultats de ces études et expériences de prévisions soient rendus publics et transmis à l'Asso-

ciation qui pourra imprimer au moins un résumé dans le Bulletin Volcanologique.

III. PROTECTION DES POPULATIONS ET BIENS.

Il appartient aux volcanologues;

1° - De désigner (confidentiellement si nécessaire) à l'autorité les zones jugées dangereuses au voisinage des volcans, compte tenu des divers effets possibles.

2° - De conseiller l'exécution éventuelle d'ouvrages de protection (barrages, fossés, etc.). La possibilité d'intervenir dans les effets des éruptions de certains types de volcans est en effet entrée dans le domaine pratique et il serait souhaitable que les autorités encouragent et développent des expériences d'intervention, sous la direction d'un personnel compétent.

3° - En cas d'évolution critique du phénomène volcanique, d'alerter l'autorité responsable, cette dernière ayant seule titre pour donner l'ordre d'appliquer les mesures de sécurité préalablement décidées.

IV. UTILISATION DE L'ENERGIE VOLCANIQUE.

Les participants au symposium, considérant l'intérêt que peut présenter la mise en valeur énergétique des gisements géothermiques,

constatent qu'il est nécessaire de comparer entre eux les phénomènes qui ont été étudiés dans les régions les plus diverses, afin d'arriver à mieux les comprendre et les interpréter, tant pour arriver à les exploiter dans les meilleures conditions, que pour assurer la sécurité de ces opérations,

recommandent que soient organisés, sous des formes appropriées, les échanges d'informations les plus étendues, et en particulier, que soient publiées, sous une forme facilement accessible, les descriptions détaillées des sites, des travaux et des mesures, non seulement lorsqu'une production d'énergie a pu être réalisée, mais également lorsque les résultats ont été négatifs. Les publications, dans ce dernier cas, sont particulièrement importantes, en ce qu'elles peuvent éviter à d'autres des dépenses finalement inutiles.

Il est recommandé que les publications donnent tous les détails utiles sur les points suivants, dont l'énumération n'est pas limitative:

1° - Constitution géologique et régime hydrogéologique.

2° - Manifestations superficielles spontanées: température et débits

des sources ou des dégagements de vapeur, flux thermique s'il a pu être estimé.

3° - Méthodes de prospections utilisées, géophysique ou autre, et résultats.

4° - Sondages, répartition des températures constatées, avec indication détaillée des conditions de mesure, débits en eau et vapeur, température au fond et à la surface selon la pression, évolution dans le temps, composition des fluides (sels soluble, gaz, poussières), observations sur la corrosion ou les concrétions, données sur la localisation des venues, détail des cimentations et fermetures réalisées, ainsi que contrôles de leur efficacité.

5° - Dispositifs adoptés pour la mise en oeuvre: équipement des sondages, cimentations et leur contrôle, tête de sondage, séparateurs, canalisations, centrales, condenseurs, etc.

6° - Résultats obtenus, évolution dans le temps.

7° - Hypothèses formulées sur l'origine de la chaleur et de l'eau, leurs relations éventuelles avec des volcans ou des roches intrusives, etc.

RECOMMENDATIONS

The members of the International Association of Volcanology held a symposium in Paris under the auspices of UNESCO, following a decision taken at the IUGG Congress in Toronto. Having heard reports from representatives of vulcanological services in many countries and having examined the most appropriate ways of ensuring the observation of volcanoes, the protection of lives and property threatened by eruptions, and the utilisation of volcanic energy to various ends, they adopted unanimously the following recommendations:

I. PERMANENT OBSERVATION OF ACTIVE VOLCANOES.

Satisfactory observation presupposes a complete previous study (topographical, geological, petrographic, geophysical, geochemical and historical) of the volcanoes concerned. Using existing knowledge, it should be possible to establish observatories on sites so chosen in relation to the structure of the volcano that work can continue during an eruption. The observatories should have:

A) *With first priority.*

1. A permanent seismological station allowing at least the recording of the three components with apparatus having a period of about one second and of high sensitivity.

2. At least two auxiliary seismological stations each having a seismograph (which could record the vertical component only), the recording of which should if possible be effected at the principal station.

3. Three stations equipped with apparatus for measuring the tilt of the ground (tiltmeters); the apparatus should measure two components and the stations should be with the seismological stations.

4. The necessary equipment for the collection of gases and for the measurement of their temperature.

B) *With second priority.*

A magnetic and gravimetric station and a meteorological station.

These observatories should have a qualified staff of sufficient number to ensure their permanence and to enable the observations to be interpreted.

II. ATTEMPTS AT PREDICTION OF ERUPTIONS.

It has been established that prediction of eruptions is possible in volcano areas which are well known, but to be as reliable as possible such prediction necessitates permanent scientific study of each active volcano of group of volcanoes.

The members of the symposium stressed the value of seismograms for the prediction of eruptions. It appeared also that detailed comparison of different types of seismic recordings obtained in vulcanological observatories is desirable. It was therefore proposed that the next General Meeting at Helsinki should put on its agenda the publication of an atlas with different symbols distinguishing between local tectonic, volcano-tectonic, and truly volcanic earthquakes.

It is advisable to combine seismic interpretations with the results obtained by the apparatus for measuring the tilt of the ground (tiltmeters). The use of this combined method has proved successful on many occasions.

In the same way, experience has shown that the chemical com-

position of fumaroles varies during the course of the eruptive cycle. It is therefore recommended that the geochemical study of gases emitted from volcanoes should be intensified.

It is highly desirable that results of research into prediction should be made public and sent to the Association who will be able to publish a resumé at least in the *Bulletin Volcanologique*.

III. PROTECTION OF LIVES AND PROPERTY.

It is part of the function of vulcanologists:

1. To notify the government (confidentially if necessary) of regions regarded as dangerous in the neighbourhood of volcanoes, having considered all the various possibilities.

2. To advise on the eventual provision of protective measures (barriers, trenches, etc.). The possibility of controlling the effects of the eruption of certain types of volcanoes has in fact become a practical proposition and it would be desirable for authorities to encourage and develop methods of diversion, under the direction of a competent body.

3. In the case of serious development of volcanic activity, to alert the responsible authority, the latter however having the sole right to order the putting into force of security measures previously decided upon.

IV. UTILISATION OF VOLCANIC ENERGY.

In view of the profit to be gained by putting geothermic regions to energetic use, the participants at the symposium confirmed that it would be necessary to make comparisons between phenomena that had been studied in widely varying regions in order to achieve the best possible understanding of them; not only to ensure the success of the undertakings, but equally with a view to exploitation under the most favourable conditions.

They also recommended that the most comprehensive exchange of information should be instituted, in some appropriate form, and in particular that detailed descriptions of the sites, the work carried out and the measurements made should be published in an easily accessible form, not only when production of energy has been achieved, but equally when results have been negative. Publication

in this last case is particularly important because it can prevent further undertakings which would prove useless in the long run.

It is recommended that the publications should give all useful details on the following points, which do not however constitute an exhaustive list:

1. The geological and hydrogeological conditions.
2. The natural superficial manifestations: temperature and amounts emitted from the springs or fumaroles, the heat flux if that can be estimated.
3. The methods of investigation used, whether geophysical or otherwise, and the results.
4. Borings, distribution of temperatures observed, with detailed indication of conditions of measurement, discharges as water or vapour, temperature at depth and at the surface in relation to pressure, changes with time, composition of fluids (soluble salts, gases, sediment), observations on corrosion or deposition, data on the location of the channels, detail of the cementation and closing of the channels, as well as controls on their efficacy.
5. Plans adopted for the installation: equipment for boring, cementation and its control, well head control equipment, separators, flow lines, gathering stations, condensers, etc.
6. Results obtained, and changes with time.
7. Hypotheses formulated on the origin of the heat and of the water, their eventual relationships with volcanoes or with intrusive rocks, etc.

ПРЕДЛОЖЕНИЯ

Члены Международной Ассоциации Вулканологии, собравшиеся в Париже на симпозиум при содействии ЮНЕСКО и согласно пожеланию, выраженному МГТС на конгрессе в Торонто,

Выслушав доклады представителей вулканологических учреждений многочисленных стран,

Приступили к изысканию наиболее действенных мер для обеспечения наблюдений над вулканами, для охраны населения и материальных ценностей от опасных извержений, а также занялись обсуждением возможности использования вулканической энергии для разнообразных целей.

Единогласно были приняты следующие предложения:

1. ПОСТОЯННОЕ НАБЛЮДЕНИЕ НАД ДЕЙСТВУЮЩИМИ ВУЛКАНАМИ.

Такое наблюдение предполагает полное предварительное изучение /топографическое, геологическое, петрографическое, геофизическое, геохимическое, и историческое/ данных вулканов. В связи с этим необходима организация вулканологических обсерваторий, расположенных в благоприятных условиях по отношению к вулканическому сооружению, которые могли бы продолжать свою работу во время самого извержения.

Эти обсерватории должны включать:

А. Главным образом:

1. По меньшей мере одну трех-компонентную постоянную сейсмическую станцию высокой чувствительности с собственным периодом приблизительно в 1 сек.

2. По меньшей мере две вспомогательные сейсмические станции, каждая из которых должна быть снабжена сейсмографой /как минимум, с одной вертикальной составляющей/, регистрация по возможности должна осуществляться на главной станции.

3. Три комплекта наклономеров с записью; эти приборы должны находиться в тех же местах, где установлены сейсмографы.

4. Аппаратуру, необходимую для сбора газов и измерения их температуры.

В. По мере возможности:

Гравиметрическую, магнитометрическую, а также метеорологическую станции.

Эти обсерватории должны обслуживаться квалифицированными работниками, достаточно многочисленными для обеспечения постоянных наблюдений и их интерпретации.

II. ПОПЫТКИ ПРЕДВИДЕНИЯ ИЗВЕРЖЕНИЙ.

Было установлено, что в хорошо изученных вулканических областях, имеется возможность предвидеть извержение; однако осуществление таких предсказаний требует постоянного научного наблюдения для каждого действующего вулкана или каждой группы вулканов.

Участники симпозиума настаивали на преимуществе использования сейсмограмм для предвидения извержений; на желательности точного сопоставления различных типов сейсмических записей, полученных на вулканологических обсерваториях. Вследствие этого было предложено на следующей генеральной Ассамблее в Хельсинки в 1960 г. поставить в порядок дня вопрос об издании атласа, содержащего различные формы записей, позволяющих распознавать сейсмические местные тектонические, вулканотектонические и чисто вулканические.

Следует сопоставлять толкование сейсмограмм с результатами наклономерных измерений.

Во многих случаях применение этого комбинированного метода увенчивалось успехом.

Кроме того; опыт показал, что химический состав фумарол изменяется в течение эруптивного цикла. Желательно, следовательно, обратить особое внимание на геохимическое изучение газовых выделений вулканов.

Весьма желательно печатать результаты этих исследований и опытов предвидений и сообщать их Ассоциации, чтобы она имела возможность публиковать, по крайней мере, их резюме в Вулканологическом Бюллетене, издаваемом в Неаполе.

III. ЗАЩИТА НАСЕЛЕНИЯ И МАТЕРИАЛЬНЫХ ЦЕННОСТЕЙ.

На обязанности вулканологов лежит:

1. Указывать /нонфиденциально, если это необходимо/ властям зоны, считающиеся опасными в окрестностях вулканов, принимая во внимание различные возможные последствия.

2. Советовать организовывать в случае необходимости защитные работы /защитные дамбы, каналы и т. п./, так как оказалось практически возможным вмешиваться в ход извержения некоторых вулканических типов и весьма желательно, чтобы власти содействовали и развивали опыты таких вмешательств под руководством опытных лиц.

3. В случае опасного развития вулканических явлений необходимо срочно извещать ответственные власти, ввиду того, что только последним принадлежит право отдать приказ применять предварительно решенные меры безопасности.

IV. ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ ЭНЕРГИИ.

Участники симпозиума, рассматривая интерес, который может представить вклад в энергетику использование геотермических месторождений, констатируют, что необходимо сравнивать явления, которые изучались в самых разнообразных областях в целях их лучшего понимания, их лучшего истолкования, а также иметь возможность использования их в наилучших условиях безопасности.

Рекомендуют организовать соответствующим образом обмен всесторонними сведениями, особенно же стараться публиковать наиболее доступным образом подробные описания местностей, работ и измерений. И это не только в случае положительных результатов, но даже когда они были отрицательными. Осведомление в последнем случае даже особенно важно, так как оно позволяет другим исследователям избежать бесполезных затрат.

Желательно, чтобы публикации давали все полезные подробности по самым разнообразным вопросам и в частности по следующим:

1. Геологическое строение и гидро-геологический режим.

2. Проявления на поверхности: температура и дебит источников или выделений пара, тепловой поток, если он мог быть определен /замеренные в одно и то же время/.

3. Примененные методы разведки, геофизические или иные, и их результаты.

4. Бурение, распределение наблюдаемых температур и подробные указания условий их измерения; дебит воды и пара, температура на глубине и на поверхности в разных условиях давления, изменение во времени, состав жидких фаз /растворимые соли, газы, взвешенные частицы/, наблюдение над коррозией или отложениями, данные о точном месте выхода, подробности о цементировании и закупоривании; проверка их действенности.

5. Организация наблюдений: оборудование скважин, цементирование и его проверка, верхняя часть буровой скважины, сепараторы, канализация, центральные станции, конденсаторы, и т. п.

6. Полученные результаты, изменение во времени.

7. Высказанные гипотезы о происхождении тепла и воды, их возможная связь с вулканами или с глубинными породами и т. п.

Technique de prélèvement et d'analyse de gaz de fumerolles de volcans. Exemples d'analyses de gaz prélevés à la montagne Pelée (Martinique) et à la Grande Soufrière (Guadeloupe).

(Avec 1 fig. dans le texte)

Au cours d'une mission aux Antilles françaises, M. le DOYEN FABRE, à la demande de M. le Directeur de l'Institut de Physique du globe, a effectué des prélèvements aux fumerolles de la Montagne Pelée et de la Grande Soufrière. Les gaz ainsi recueillis ont été examinés en vue d'en établir la composition et de comparer celle-ci à celle relevée dans les analyses faites par H. MOISSAN en 1902 et 1904.

Les prélèvements ont été effectués à la fumerolle du Prêcheur de la Montagne Pelée et aux deux points de la Grande Soufrière indiqués sur la figure ci-jointe (fig. 1) et désignés par: Fumerolle de l'Echelle et Fumerolle des Trois-Chaudières.

Une enquête préliminaire nous permettait de soupçonner l'existence simultanée de gaz pouvant donner lieu à des interactions. En particulier, le mélange suivant: vapeur d'eau+anhydride sulfureux+hydrogène sulfuré. Nous avons donc utilisé une technique de prélèvement permettant de stabiliser la composition des mélanges.

Les récipients destinés aux prélèvements étaient des ampoules cylindriques en verre Pyrex d'une capacité de 300 cm³ environ, scellées sous un vide de l'ordre de 10⁻² mm Hg. Les unes renfermaient de 12 à 15 g d'anhydride phosphorique en poudre, en vue de dessécher les gaz rapidement; les autres contenaient un tube en verre garni de ponce phosphorique et préalablement taré, afin de doser la vapeur d'eau; enfin, les dernières étaient vides de façon à étudier, par comparaison avec les précédentes, les variations de composition se produisant pendant le temps écoulé depuis le prélèvement jusqu'à l'analyse. Ces variations étant attribuées aux réactions susceptibles de prendre naissance en présence de l'eau. Les prélèvements étaient

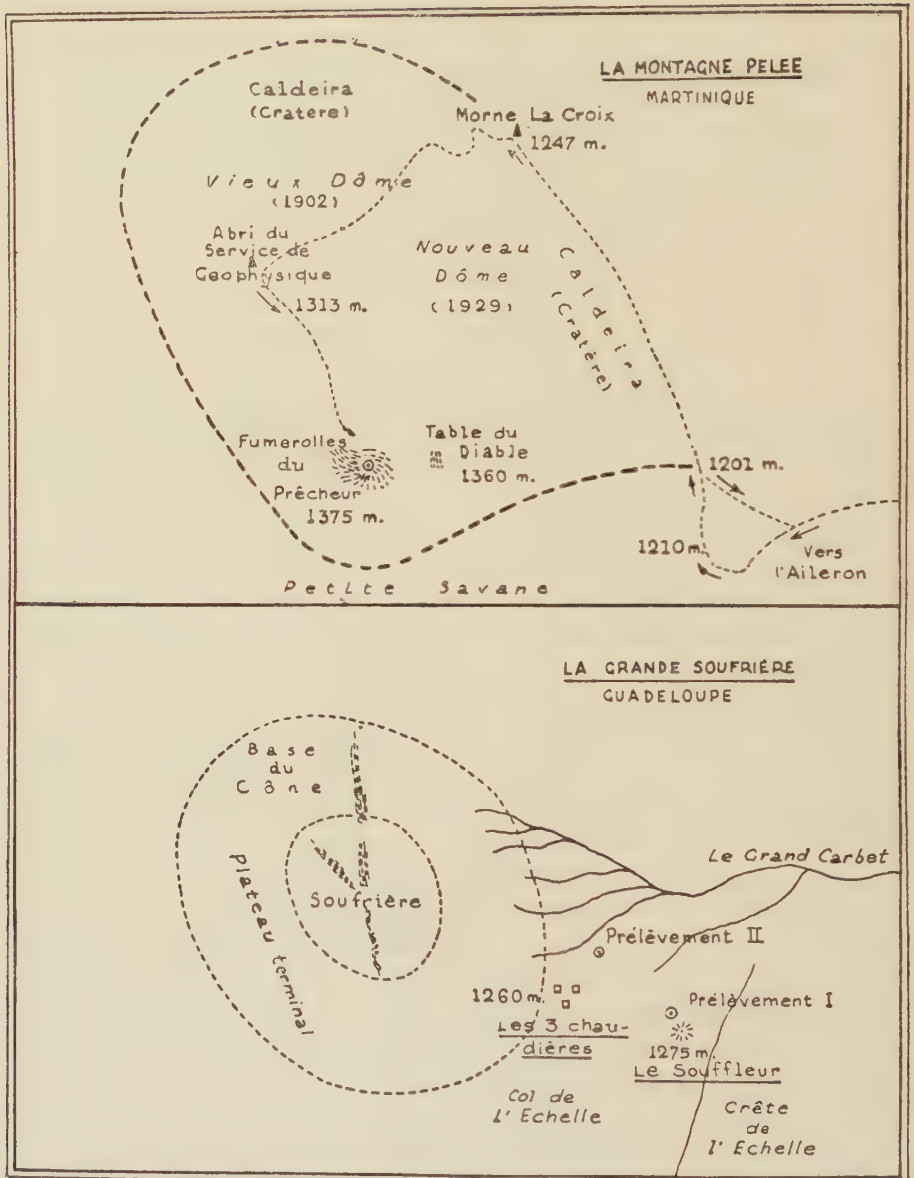


Fig. 1

effectués en s'aidant d'un tube en polyvinyle qui était introduit dans l'orifice de la fumerolle. A l'autre extrémité, une poire à double soupape, aspirante et foulante, permettait d'assurer un balayage du tube. La partie effilée de l'ampoule était alors substituée à la poire, puis le capillaire était brisé. Le prélèvement terminé, l'ampoule était à nouveau scellée par fusion d'une petite masse de mastic golaz préalablement introduite dans le tube d'adduction.

De retour au laboratoire, l'ampoule était scellée à une trompe à mercure de Sprengel comportant un dessiccateur à anhydride phosphorique sur la canalisation. Le vide étant obtenu (10^{-2} mmHg), le golaz était à nouveau fondu et les gaz extraits en totalité. Ces gaz étaient alors conservés en éprouvettes sur la cuve à mercure et analysés.

Dans le cas des ampoules contenant un tube à ponce phosphorique taré, il était nécessaire, après l'extraction des gaz, d'introduire de l'air déshydraté sur anhydride phosphorique avant de sortir le tube pour le peser.

Les analyses de gaz ont été conduites selon la technique de MM. P. LEBEAU et A. DAMIENS (I). Cependant, nous précisons que l'hydrogène sulfuré a été absorbé par le sulfate cuivrique en cristaux humidifiés, et l'anhydride sulfureux par le bioxyde de plomb aggloméré sous forme de petites billes. En fin d'analyse, les gaz rares qui se trouvent mélangés à l'azote ont été dosés par mesure du volume gazeux résiduel après avoir absorbé l'azote par le calcium à 500°.

Nous devons tout d'abord préciser que la fumerolle du Prêcheur (Alt. 1375 m) avait un très faible débit; ses vapeurs, peu abondantes, étaient très sensiblement inodores et à une température voisine de 80°.

Les teneurs en vapeur d'eau des gaz examinés ont été calculées en tenant compte de l'augmentation de poids des tubes à ponce phosphorique en fonction du volume de l'ampoule ayant servi au prélèvement. Les résultats obtenus sont les suivants:

Montagne-Pelée (Fumerolle du Prêcheur)	. . .	0,72 ($\pm 0,05$) ml %
Grande Soufrière (— de l'Echelle)	. . .	91,35 ($\pm 0,02$) ml %
Grande Soufrière (— des Trois-Chaudières)		95,3 ($\pm 0,02$) ml %

I - Fumerolle du Prêcheur (Montagne-Pelée, Martinique).

Dans le tableau I sont rassemblées les analyses se rapportant aux mélanges gazeux parfaitement déshydratés par l'anhydride phosphorique.

FUMEROLLE DU PRÊCHEUR DE LA MONTAGNE PELÉE (MARTINIQUE)

	I	II			
CO ₂	15,38	0,56	0,55	0,52	0,49
CO	1,60				
CH ₄	5,46				
H ₂	8,10				
O ₂	13,67	20,40	20,32	20,53	20,38
N ₂	54,94	78,13	78,92	79,10	78,25
A	0,71	0,91			0,94
HCl	traces				
S	traces				
H ₂ O	saturation				

I. H. MOISSAN, C. R., 135, 1902, p. 1085.

II. R. FABRE et M. CHAIGNEAU, C. R., 247, 1958, p. 15.

Nos résultats sont consignés dans les colonnes II.

On constate l'absence d'hydrogène, d'hydrocarbures, d'oxyde de carbone, d'anhydride sulfureux, d'hydrogène sulfuré et d'acide chlorhydrique.

Si on compare ces résultats à ceux obtenus par H. MOISSAN (colonne I) sur des prélèvements faits au même endroit, on constate une évolution considérable aussi bien dans la teneur en eau que dans la composition du mélange de gaz déshydratés. Deux dosages de gaz rares permettent de considérer le mélange: oxygène+azote+gaz rares comme ayant une composition relative correspondant sensiblement à celle de l'air. Actuellement, il s'agit donc d'air humide s'échappant en faible quantité des fumerolles et dont la teneur en anhydride carbonique est environ 18 fois supérieure à celle de l'atmosphère.

De plus il est intéressant de rappeler qu'une analyse des gaz de fumerolles, prélevés lors de la dernière éruption de 1929 par M. ROMER, a donné les résultats suivants:

$$\text{CO}_2 = 3,6$$

$$\text{SO}_2 = 5,5$$

$$\text{O}_2 = 16,5 \text{ (18,5 calc.)}$$

$$\text{N}_2 = 74$$

On constate, d'une part pour l'anhydride carbonique une valeur intermédiaire entre celle de 1902 et celle de 1958 et d'autre part, la présence d'anhydride sulfureux. Enfin le rapport $\frac{O_2}{N_2}$ est égal à 0,223 alors qu'il est égal à 0,268 pour l'air; ce qui montre un appauvrissement en oxygène.

II - Fumerolle de l'Echelle, dite « Le Souffleur » (Grande Soufrière, Guadeloupe).

(Alt. 1275 m et t = 100°)

GRANDE SOUFRIÈRE DE BASSE-TERRE (GUADELOUPE)

FUMEROLLE DE L'ECHELLE, DITE « LE SOUFFLEUR » (100°)

	% en présence de P ₂ O ₅ en excès	% en présence de l'eau de condensation
H ₂ S	5,48	0,78
SO ₂	20,71	15,25
CO ₂	63,81	72,20
O ₂	2,15	0,34
CH ₄	1,18	1,66
N ₂	6,67	9,68
Gaz r. }		

L'examen de ce tableau révèle pour les gaz conservés en présence de l'eau de condensation, par rapport à ceux qui ont été recueillis sur l'anhydride phosphorique: un abaissement très sensible de la teneur en hydrogène sulfuré, en anhydride sulfureux et en oxygène; d'où un accroissement correspondant quant aux autres gaz. De plus le liquide aqueux de condensation contenait du soufre en suspension et de l'acide sulfurique en solution.

Enfin, le dosage des gaz rares a donné un pourcentage de 2,2-2,4 % par rapport à l'azote (calculé pour l'air = 1,19).

III - Fumerolle des Trois-Chaudières (Grande Soufrière, Guadeloupe).

(Alt. 1260 m, t : 100°)

GRANDE SOUFRIÈRE DE BASSE-TERRE (GUADELOUPE)

FUMEROLLE DES TROIS CHAUDIÈRES (100°)

	% en présence de P_2O_5 en excès	% en présence de l'eau de condensation
H_2S	4,17	1,34
SO_2	26,32	21,20
CO_2	63,20	69,20
O_2	0,60	0,45
CH_4	0,54	0,74
N_2	5,16	6,84
Gaz r.		
HCl	traces	traces

Dans ce cas, le condensat aqueux contenait non seulement du soufre en suspension et de l'acide sulfurique mais aussi des traces d'acide chlorhydrique. Enfin le pourcentage de gaz rares par rapport à l'azote était de 2,6-2,7 %.

Il est intéressant de comparer les résultats que nous avons obtenus à la Grande Soufrière de Basse-Terre à ceux de H. MOISSAN qui avait analysé les prélèvements faits par A. LACROIX.

GRANDE SOUFRIÈRE DE BASSE-TERRE (GUADELOUPE)

	Fumerolle du Nord	Fumerolle Napoléon
H_2O	saturation	saturation
HCl	traces	0
S	traces	traces
H_2S	2,7	4,5
CO_2	52,8	69,5
O_2	7,5	2,7
N_2	36,07	22,32
A	0,73	0,68
H_2	0	0
C_xH_y	0	0
CO	0	0

On ne relève que quelques différences quant à la nature des gaz. Cependant, on peut noter l'apparition du méthane et de l'anhydride sulfureux et une baisse sensible de l'ensemble: azote, gaz rares.

D'autre part, la description de la méthode analytique suivie par H. MOISSAN permet de considérer ce qu'il a désigné sous le nom d'argon comme étant constitué par le mélange des gaz rares. On est donc en droit d'établir les pourcentages de gaz rares par rapport à l'azote, soit 2,0 % et 3,0 % respectivement pour la Fumerolle du Nord et la Fumerolle Napoléon.

Conclusion

I — Les changements notables de composition des mélanges gazeux selon le procédé utilisé pour la conservation prouvent que dans certains cas, il est nécessaire d'employer un déshydratant à action rapide si l'on désire éviter les réactions secondaires. Dans ce but, c'est l'anhydride phosphorique que nous avons utilisé.

II — On constate une modification profonde dans la composition des gaz de fumerolles de la Montagne Pelée, depuis l'éruption de 1902 jusqu'à nos jours. Au contraire celle des fumerolles de la Grande Soufrière de Basse-Terre présente relativement peu de variation depuis la même époque.

La composition des gaz émis semble être en relation avec l'activité du volcan, notamment si l'on considère la différence constatée à la Fumerolle du Prêcheur de la Montagne Pelée.

III — Dans le cas des Fumerolles de la Grande Soufrière le pourcentage des gaz rares par rapport à l'azote, est différent de celui correspondant à l'air atmosphérique. Il y aurait donc lieu de procéder à l'analyse de ces gaz de façon à préciser s'il s'agit d'un enrichissement en gaz rares pour lequel les quantités réciproques de chacun d'eux sont en proportions correspondant à celles des mêmes gaz dans l'air atmosphérique. Dans le cas contraire, la teneur en hélium fournirait, à elle seule, des renseignements précieux sur l'activité volcanique de cette région du globe et même, peut-être, sur la radioactivité profonde du magma.

Cette étude est en cours et fera vraisemblablement l'objet d'une communication ultérieure.

Discussion

A. RITTMANN: Pour faire ces analyses, les envoyez-vous directement au spectrographe de masse pour la détermination des isotopes? C'est certainement la méthode la plus moderne et beaucoup plus sûre que n'importe quelle analyse chimique.

M. CHAIGNEAU: Je suis entièrement d'accord mais n'ai pu utiliser un spectrographe de masse. Cependant, par la méthode classique, évidemment beaucoup plus longue, on a l'avantage de se trouver en présence de gaz dont on peut déterminer avec précision les constantes physiques et y associer des manifestations chimiques qui confirment les résultats obtenus par la méthode physique.

R. FABRE regrette, pour des questions de crédits, de ne pas avoir encore à sa disposition le spectrographe de masse souhaitable, mais il espère obtenir prochainement ce matériel.

A. MEYER: Il me semble que, dans les tableaux d'analyse de Moissan, il y a un demi-siècle, la présence de CO était assez constante, tandis qu'il semble avoir disparu dans les nouvelles analyses. Cette disparition du CO est-elle due à une différence réelle de composition des gaz ou bien la présence dans les analyses anciennes s'explique-t-elle par des réactions produites dans les gaz entre le moment de leur capture et celui de leur analyse?

M. CHAIGNEAU: Etant donné la nature des autres constituants figurant dans les analyses de Moissan, il semble peu probable qu'il y ait eu des réactions où l'oxyde de carbone soit intervenu. De même pour les nôtres, car l'oxyde de carbone est un corps qui est vraiment peu réactif à la température ambiante. Par exemple, pour qu'il réagisse avec l'oxygène, il faudrait une température beaucoup plus élevée. Même à 300 ou 350°, il faudrait qu'il se trouve en présence de catalyseurs qui ne semblent pas exister dans les laves du volcan. Moissan faisait son dosage avec le chlorure de cuivre ammoniacal à un stade de l'analyse où il ne semble pas qu'il ait pu y avoir confusion avec un autre gaz. Nous avons utilisé le réactif mis au point par Leveau et Bedel, qui est une suspension d'oxyde cuivreux dans de l'acide sulfurique. Il n'y a pas d'autre gaz qui puisse ainsi être absorbé sur la cuve à mercure et nous n'avons jamais trouvé d'oxyde de carbone. Je crois donc qu'il s'agit vraiment d'une modification de composition.

J. NOETZLIN: Je voudrais savoir si, par les procédés employés, il est possible de rassembler une quantité relativement importante de produits soufrés. Pour rechercher le soufre total j'ai en effet tenu compte de la partie comprise dans les laves, puis j'ai supposé que la fraction contenue dans les gaz, par combustion incomplète au contact de l'air donnait un dépôt de soufre superficiel. Il serait évidemment très préférable de recueillir directement les produits soufrés dans la fumerolle qui présente naturellement du H_2S et du SO_2 . Avez-vous envisagé d'avoir des produits suffisamment stables pour que l'on puisse les transporter dans un laboratoire où se trouve un spectrographe de masse permettant de faire les mesures isotopiques?

M. CHAIGNEAU: Il n'y a pas de difficulté à retenir le soufre des composés volatils des fumerolles. Il suffit de faire barboter une quantité de gaz suffisamment

importante et de fixer sous forme de sulfure. Cela doit être faisable même au moment d'une éruption mais, personnellement, je ne m'en suis jamais occupé.

M. THELLIER signale qu'il a fait des prélèvements de soufre natif à la Guadeloupe.

R. MORIMOTO désirerait savoir sous quelles conditions météorologiques et volcaniques ont été faits les prélèvements à la Montagne Pelée et si on les a répétés à différentes époques.

M. CHAIGNEAU répond qu'ils ont été faits en une seule fois, à une fumerolle très peu active, à 80°.

J. JOLIVET: Au sujet du soufre que M. Noetzelin désirerait voir recueillir pour reconstituer en quelque sorte la composition de la lave avant éruption, c'est-à-dire du magma, je dois préciser que les gaz qui sortent maintenant ne sont pas forcément les mêmes que ceux qui sont sortis pendant l'éruption. En outre, le mot éruption pour un volcan péleén prête à confusion. A mon avis, il n'y a pas eu en 1956 à la Guadeloupe une éruption véritable car il n'y a pas eu émission de magma neuf. Le soufre déposé ne semble donc pas devoir renseigner sur une composition de magma. En ce qui concerne les conditions météorologiques demandées par M. Morimoto, cela importe en effet puisque l'activité des fumerolles dépend de ces conditions. Cependant, il est probable que le fait de recueillir les gaz à la Guadeloupe en saison sèche ou en saison humide ne modifie pas beaucoup les résultats, les fumerolles étant toujours saturées d'eau, d'origine presque entièrement superficielle. Les travaux des Anglais aux Antilles ont montré qu'il y avait peut-être un peu d'eau juvénile, mais dans une proportion très faible. A la Guadeloupe, comme à la Martinique nous en sommes au début des analyses. Il conviendra certainement de rechercher les variations de pourcentage des gaz essentiels par rapport à l'eau d'une saison à l'autre.

I. YOKOYAMA: Etant donné le phénomène de turbulence qui existe dans les fumerolles, un contact avec l'air risque de fausser les résultats d'analyse. Quelle méthode avez-vous employée pour éviter cet inconvénient?

J. JOLIVET: En Guadeloupe, le courant gazeux de la fumerolle est très fort, ce qui paraît réduire les risques de mélange avec l'air ambiant. Certains prélèvements ont été faits en surface, mais M. Fabre en a effectué un à 8 m de profondeur dans une cavité préexistante.

L. GLANGEAUD: Il semble donc que le problème de la turbulence superficielle, soulevé par M. Yokoyama, ne se pose donc pas à la Guadeloupe, mais les possibilités de courant latéral n'existent pas seulement à l'échelle du mètre; elles existent aussi à l'échelle du kilomètre. Les théories actuelles sur l'origine des volcans sialiques, c'est-à-dire à éléments riches en silice, comme c'est le cas pour les volcans péleés, montrent qu'il y a là un problème très général.

J. JOLIVET: La Montagne Pelée est un volcan absolument bouché, qui ne présente aucune ouverture; au contraire la Soufrière de la Guadeloupe est une véritable passoire. Si le phénomène de cheminée est réel, il devrait se produire effectivement en ce moment. Il serait donc intéressant de savoir si ce phénomène peut se produire en Martinique à l'occasion d'un réveil fumerollien dans la Montagne Pelée. A ce moment-là, l'analyse des gaz conduite simultanément dans les deux volcans montrerait si oui ou non ce phénomène a de l'importance. Quoi

qu'il en soit, aux Antilles françaises, la surveillance des volcans grâce à l'analyse des gaz des fumerolles n'avait pas été envisagée systématiquement jusqu'à maintenant, faute de crédits. Nous avons tous été très reconnaissants à M. Fabre et Chaigneau d'avoir commencé ces recherches qui pourront se poursuivre dans de bonnes conditions puisqu'aujourd'hui un tube de gaz prélevé aux Antilles peut être analysé à Paris deux jours après.

J. JOLIVET

Surveillance Géophysique des Volcans des Antilles Françaises.

Possibilité de prévision et de contrôle des éruptions.

I - Généralités et Historique

Si l'arc interne de la Cordillère antillaise est volcanique, l'arc externe est sédimentaire. C'est pourquoi, à côté d'un chapelet de petites îles dont chacune possède au moins son volcan ou sa Soufrière trouve-t-on quelques témoins d'une sédimentation plus ancienne. C'est ainsi que si la Martinique, la plus méridionale des Antilles françaises, est presque entièrement volcanique, la Guadeloupe, à 150 kilomètres plus au Nord, se compose de deux îles, dont l'une, la Guadeloupe proprement dite, à l'Ouest, est essentiellement volcanique, tandis que plus à l'Est, et séparée de la première par un étroit bras de mer, la Grande-Terre est sédimentaire.

A côté de nombreux massifs témoins d'un volcanisme aujourd'hui disparu, seuls le célèbre Mont Pelée, en Martinique, et la Soufrière de Guadeloupe possèdent à l'heure actuelle une certaine activité. Les Observatoires qui ont la charge de leur surveillance ne forment en réalité qu'un seul ensemble, utilisant les mêmes méthodes, travaillant en étroite coopération et dépendant d'un même organisme, l'Institut de Physique du Globe de Paris. C'est de cet ensemble qu'il sera question ici.

L'idée de l'implantation d'une station de surveillance aux Antilles françaises est due au Pr. A. LACROIX, qui, lors de son séjour en Martinique au cours du cycle éruptif du Mont Pelé de 1902-1906, installa son quartier général à une dizaine de kilomètres du volcan, sur un piton extrêmement bien situé, à la limite de la zone détruite par les grandes nuées ardentes de 1902 dans un site d'où il était aisé d'étudier les différentes phases de l'éruption et les modifications successives du cône et de son aiguille.

Une fois le cycle éruptif terminé, la station fut maintenue, mais le manque d'équipement géophysique la fit se transformer progressivement en station météorologique.

Elle subsista, avec des fortunes diverses, jusqu'aux environs de 1929. Il était à cette époque fortement question de la supprimer lorsque le Mont Pelée entra de nouveau en éruption. L'émotion que suscita l'apparition de ce second cycle éruptif (1929-1932) fut si intense que l'on décida de créer, à proximité de l'ancienne station, un Observatoire moderne doté d'un équipement complet lui permettant d'effectuer des observations de séismologie, d'électricité atmosphérique, de magnétisme terrestre et de pesanteur. L'Observatoire, confié aux Services de la météorologie coloniale, entra en fonctionnement en 1936. La guerre survint, coupant les Antilles de la métropole; de nombreux appareils, surtout ceux comportant des pièces optiques, se détériorèrent rapidement sous le climat tropical et ne purent être remplacés. Bref, son activité s'orienta de plus en plus vers l'étude de la sismicité régionale et la volcanologie. Il fut rattaché à l'Université de Paris en 1947.

La création de la station de Guadeloupe est plus récente (1949). Destinée à l'origine à compléter les données séismologiques fournies par l'Observatoire de la Martinique, sa vocation s'orienta rapidement vers la volcanologie et la surveillance géophysique de la Soufrière, dont elle est distante de moins de trois kilomètres, devint son principal souci, l'activité de ce volcan, calme depuis les temps historiques, allant croissant d'année en année et provoquant en 1956 une crise fume-rollienne grave, accompagnée de projections de cendres, de modifications topographiques du volcan importantes et dont les répercussions ne semblent pas encore terminées.

C'est à cette époque que fut mis au point le plan d'organisation et d'équipement des deux stations pour une surveillance efficace, dont la réalisation est actuellement en cours. C'est de ce plan qu'il sera plus spécialement question dans les pages suivantes. La rareté, dont on ne peut que se réjouir, des éruptions des volcans antillais, l'éloignement des Observatoires de la mère-Patrie, ont pu provoquer autrefois certaines difficultés d'ordre financier pour leur procurer l'équipement indispensable à la bonne réalisation de leur tâche. Il faut aujourd'hui se féliciter du grand effort en cours de réalisation pour doter ces deux stations d'un matériel spécialement adapté à leurs besoins.

II - Organisation de la Surveillance géophysique

La surveillance d'un volcan à l'aide des méthodes géophysiques ne peut obéir à un plan-type: *elle doit nécessairement s'adapter au genre de volcan à surveiller*. Le Mont Pelée, comme la Soufrière de Guadeloupe, appartiennent au groupe des volcans péléens. Leurs cycles éruptifs sont rares, mais, lorsqu'ils sont complets, comportent obligatoirement l'émission de nuées ardentes, particulièrement redoutées du fait de leur grande vitesse et de leur effets désastreux. Ils durent généralement plusieurs années. A côté de ces grandes éruptions catastrophiques, il peuvent présenter, à des intervalles plus rapprochés, des crises de suractivité se traduisant par une recrudescence des phénomènes fumerolliens et quelquefois des émissions de cendres et de débris des anciens conduits. Généralement, les grands cycles éruptifs sont précédés de manifestations prémonitoires pouvant se manifester plusieurs années à l'avance et dont l'intensité devient rapidement suffisamment grande pour qu'ils ne puissent demeurer inaperçus sans le secours d'aucun instrument.

L'on conçoit cependant l'importance d'une surveillance instrumentale permettant l'accumulation d'une masse importante de documents nécessaires à toute étude sérieuse du comportement du volcan. La documentation scientifique provenant d'observations géophysiques lors des précédentes éruptions de 1902 et 1929 du Mont Pelée est nulle, puisqu'en 1902 il n'y avait pas d'Observatoire et qu'en 1929, manquant d'appareillage, il était en voie de disparition. Paradoxalement, c'est à la Soufrière de Guadeloupe, dont l'activité va croissant depuis quelques années, que l'on doit les premiers documents importants recueillis par des moyens géophysiques.

Aux Antilles françaises, la base de la surveillance volcanologique est le séismographe. Il peut paraître téméraire de prétendre assumer la surveillance d'un volcan péléen à l'aide d'un tel instrument lorsque l'on sait qu'il a été maintes fois écrit que ce type de volcans se caractérise, entre autre chose, par la rareté des phénomènes séismiques. Les écrits de ceux qui vécurent les deux dernières éruptions du Mont Pelé, entre autres ceux de A. LACROIX et de F. PERRET, permettent de constater qu'en 1902 les phénomènes séismiques précédant les grands paroxysmes, de même que les secousses prémonitoires étaient perçues à St-Pierre (10 Km). Aussi bien, lors des anciens réveils de la Soufrière, étaient-elles perçues à Basse-Terre (7 Km). En fait, pour le

séismologue, les phénomènes séismiques d'origine volcanique sont quasi-superficiels. Les ondes sont rapidement amorties et ne se propagent guère, ce qui n'empêche pas l'intensité au foyer d'être parfois relativement grande. A Saint-Claude, à trois kilomètres du foyer, le degré IV est parfois atteint. En Martinique, lors de la crise de 1929, le degré VII était atteint à l'épicentre. Mais du fait de la faible profondeur du foyer, et de l'extrême amortissement que subissent les ondes séismiques, il est rare que les secousses soient ressenties à plus d'une dizaine de kilomètres.

Les phénomènes séismiques existent donc bien. Comment, à bien y réfléchir, pourrait-il en être autrement? Les phénomènes ressentis sont sans doute assez rares, mais l'expérience acquise en Guadeloupe depuis 1956 permet d'affirmer que les secousses prémonitoires, si elles sont d'un niveau général assez faible, sont nombreuses: actuellement plusieurs centaines par an.

Le niveau général des secousses est faible? Il faut donc amplifier beaucoup et ne pas se trouver trop loin du foyer. Il faut pouvoir se libérer du bruit de fond dû au déferlement des vagues sur le rivage et qui risquerait de masquer les inscriptions. Il faut pouvoir lire sa feuille à chaque instant, ce qui permet d'effectuer instantanément la corrélation avec les phénomènes visuels observés: l'enregistrement sur noir de fumée s'impose donc. Il faut encore pouvoir dépouiller ces phénomènes d'origine proche et il est nécessaire de pouvoir disposer d'un déroulement à grande vitesse. Il faut enfin pouvoir dépouiller les inscriptions les plus faibles aussi bien que celles provenant des secousses ressenties: il faut donc disposer de plusieurs gammes d'amplification. Tous ces problèmes ont été résolus de façon heureuse dans un nouveau type de sismographe, actuellement en cours de fabrication, et qui devrait équiper les deux stations françaises au début de 1960.

Son originalité est de pouvoir fournir, à partir de chaque pendule, des courbes de réponses différentes avec des amplifications diverses, aussi nombreuses qu'on le désire. C'est un sismographe à amplification électronique à variation de capacité.

Après plusieurs années d'expérimentation sur les prototypes en service dans les deux Observatoires, on s'est arrêté à la combinaison suivante:

Chaque composante donne trois enregistrements différents:

En gros, le premier correspond à celui que donnerait un pendule mécanique ayant une période de l'ordre de la seconde et une amplification maxima de 20.000. La courte période choisie permet de se libérer du microséisme dû à la mer.

Le second correspond à un pendule mécanique de quelques secondes de période, avec une amplification maxima de 2.000.

Le troisième correspond à un pendule mécanique de grande période, (pratiquement, la période du pendule employé), ayant une amplification maxima volontairement réduite à 200.

La simple manoeuvre d'un bouton permet de réduire ces trois amplifications à volonté.

L'enregistrement s'effectue à distance sur noir de fumée, à la vitesse de 6 ou 12 cm/sec selon les besoins.

Le séismographe proprement dit, qui seul demande à être placé dans une cave, comprend le premier étage d'amplification qui fonctionne sur piles et possède une autonomie d'un mois.

En période normale de surveillance, on utilise l'amplification maxima. Le risque de saturation n'existe pratiquement pas du fait du rapport de 1 à 1.000 entre les trois enregistrements. Par ailleurs, les plus petits phénomènes prémonitoires ne peuvent passer inaperçus. Les deux dernières amplifications permettent également l'étude des séismes régionaux et lointains.

En période d'alerte, les enregistreurs passent instantanément sur la grande vitesse tandis que, si besoin est, l'amplification est réduite.

Chaque station sera équipée d'un jeu de trois composantes, équivalent en fait à neuf séismographes mécaniques. Ce type de séismographe n'est pas sensible aux mouvements lents de l'écorce. Le tilt n'est donc pas enregistré, ce qui peut être un inconvénient en période d'activité.

Afin de pouvoir effectuer une étude précise de la répartition et de l'éventuelle migration des foyers des secousses prémonitoires, il serait nécessaire que chaque station centrale soit pourvue du matériel et du personnel nécessaire au fonctionnement temporaire de deux stations volantes qui permettraient de ceinturer le volcan et de recouper, évidemment, les renseignements fournis par les Observatoires. Ce problème n'est pas encore résolu. Mais il semble qu'ainsi comprise, la surveillance géophysique, ou plutôt simplement séismologique des volcans des Antilles françaises soit à même de fournir des éléments

puissants d'information et d'assurer à elle seule la sécurité des populations.

A côté de cette surveillance instrumentale fondamentale, qui permet à l'observateur d'obtenir des informations précises sur l'activité du volcan en profondeur, les visites périodiques du volcan, pour aussi monotones qu'elles deviennent rapidement, demeurent encore la meilleure façon de se faire une idée précise de l'évolution de cette activité en surface. Mesure des températures et du débit des sources chaudes, des températures des différents champs fumerolliens, tenue à jour de la carte des fumerolles et de leurs migrations, constituent pour l'observateur la routine parfois pénible du métier. Les renseignements ainsi obtenus sont d'ailleurs parfois difficiles à interpréter, et surtout à corrélér entre eux et avec les enregistrements des séismographes. Une grande habitude du volcan est ici nécessaire et l'esprit de finesse doit obligatoirement secourir la connaissance scientifique.

L'on pourra toujours reprocher à cette manière de procéder d'être en quelque sorte l'oeuvre d'un instant et de ne pas apporter des résultats à la mesure des efforts fournis pour les obtenir. C'est pourquoi l'on s'oriente désormais, aux Antilles françaises, vers la solution consistant à obtenir des enregistrements continus des paramètres les plus intéressants. L'enregistrement peut être fait sur place, ou à distance (à l'Observatoire) mais nécessite alors une liaison radio. Dans l'un comme dans l'autre cas, les difficultés provenant de l'abondance des précipitations et de la présence des gaz corrosifs s'échappant en grande abondance (en Guadeloupe du moins) compliquent grandement ce problème pour lequel des solutions définitives n'ont pas encore été adoptées. J'ai effectué en Martinique, voici quelques années, des enregistrements continus de la température des fumerolles les plus importantes. La principale difficulté de ce genre de mesures, pour un volcan bouché comme le Mont Pelé à l'heure actuelle, provient de la migration des fumerolles. Les gaz ne s'échappant pas toujours par le même orifice, les thermomètres enregistrent des baisses de température souvent dues à ce fait. L'obtention *permanente* du point de sortie le plus chaud est très difficile. L'abondance des conduits fumerolliens à la Soufrière de Guadeloupe permet d'éviter cet inconvénient, mais, probablement à cause de l'abondance des sources d'évacuation, la température des fumerolles de ce volcan est sujette à des variations beaucoup plus faibles que celles enregistrées en Martinique lors des périodes de suractivité du Mont Pelé. De toute façon, il est à mon avis grandement

utile de pouvoir obtenir ces renseignements le plus vite possible, et c'est pourquoi la solution qui consiste à enregistrer à l'Observatoire me paraît plus pratique. Elle mettrait en oeuvre un matériel plus délicat et aussi plus coûteux.

L'étude à distance des bruits volcaniques, au moyen par exemple d'un géophone convenablement placé dont les indications convenablement amplifiées seraient transmises à l'Observatoire devrait aussi, combinée aux indications des séismographes, fournir des renseignements complémentaires sur l'origine des inscriptions et, en Guadeloupe, sur le débit des gaz. Elle exige un enregistrement continu.

A côté de ces deux modes de surveillance — à distance et sur place — j'ai instauré en Guadeloupe, lors de la crise de 1956, une surveillance aérienne dont le principal intérêt réside dans la prise de documents photographiques. L'expérience aidant, l'emploi de cette méthode paraît de plus en plus primordial, malgré son prix de revient élevé. La vision aérienne permet en effet à l'observateur de se faire une idée beaucoup plus précise de l'importance des phénomènes que lors des ascensions au cours desquelles il se trouve souvent contrarié par l'importance des dégagements fumerolliens. La photographie ou le film aérien sont des documents qui permettent de nombreuses études a posteriori et, depuis 1957, le Laboratoire de Guadeloupe possède un matériel complet de prises de vues 16 mm. Par ailleurs, l'Institut Géographique National se prête avec beaucoup de grâce à satisfaire nos demandes de couverture des volcans chaque fois que la nécessité s'en fait sentir, et la perfection de son instrumentation met à notre disposition des documents irréprochables permettant de fixer l'état du volcan à ses différents stades d'activité.

Les mesures magnétiques, les mesures gravimétriques destinées à détecter une ascension du magma ne sont pas utilisées aux Antilles françaises: il a fallu, malgré l'ancienneté des Observatoires, parer au plus pressé. Une fois les stations séismologiques bien en place, une fois les appareils enregistreurs mis au point, il sera temps, sans doute, de s'y intéresser. A mon avis, le magnétomètre aéroporté serait l'instrument le mieux adapté à ce genre d'études.

III - Organisation de la surveillance géochimique

J'ai jusqu'à présent peu parlé des gaz fumerolliens. Non que leur étude soit spécialement négligée, elle a en fait été notre préoccupation

constante, depuis quelque années, mais parce qu'il semble que l'on ait adopté une solution qui innove et paraît présenter des avantages certains, tout en libérant les Observatoires, au personnel réduit, d'un travail pour lequel ils ne pourraient être suffisamment équipés.

Les études entreprises en Martinique d'abord, puis, lorsque le centre d'intérêt se fut déplacé en Guadeloupe, par mes prédécesseurs et moi-même permirent de se rendre compte rapidement de la complexité du problème. Il apparut très vite qu'un Laboratoire spécialisé dans l'analyse des gaz serait beaucoup mieux outillé qu'un Observatoire géophysique pour mener à bien ce genre d'études. Le travail sur place consiste donc à se rendre compte, lors des ascensions périodiques du volcan, de la présence de tel ou tel gaz au sein du mélange fumerollien, par l'emploi de réactifs appropriés. MM. le Doyen FABRE et CHAIGNEAU, du Laboratoire d'analyses des gaz du CNRS eurent la grande obligeance de mettre à notre disposition leurs puissants moyens et leur grande compétence et M. le Doyen FABRE profita d'un voyage aux Antilles pour expérimenter une nouvelle technique de prélèvement, simple, et évitant les interactions entre les différents gaz du mélange. Les analyses furent effectuées au Laboratoire des gaz du CNRS. Devant la réussite de cet essai, la surveillance géochimique s'effectuera désormais de la façon suivante: les prélèvements seront faits à intervalles assez peu rapprochés et les échantillons seront adressés par voie aérienne à Paris où l'analyse sera effectuée. En cas de changements notables entre deux prises, les prélèvements seraient naturellement faits à intervalles plus rapprochés.

La même technique a été adoptée en ce qui concerne les questions d'ancienneté des eaux et des gaz.

IV - Possibilité de prévision

Les deux stations de Martinique et de Guadeloupe doivent pouvoir se communiquer les renseignements obtenus aussi rapidement que possible. Les possibilités des liaisons téléphoniques étant très limitées, une liaison radio leur permet de se contacter actuellement en cas d'urgence. D'autre part, une longueur d'onde particulière permet la liaison avec les autorités locales. *L'observateur est ainsi à même d'obtenir et de fournir le maximum d'informations en effectuant le minimum de déplacements.*

Il ressort des pages précédentes que la surveillance immédiate

des volcans des Antilles françaises était surtout d'ordre séismologique, les autres moyens servant plutôt de contrôle.

Les résultats de plus de vingt ans d'expérimentation permettent maintenant d'affirmer qu'en période de repos volcanique entre deux cycles éruptifs, les phénomènes séismiques d'origine volcanique sont totalement absents. Ceci est aussi vrai pour la Montagne Pelée aux dégagements fumerolliens pratiquement inexistants que pour la Soufrière de Guadeloupe dont les champs fumerolliens sont très étendus et très actifs. On doit donc en conclure que les modifications dues à l'action des gaz seuls (corrosion des terrains, effondrements) sont faibles.

Par contre, l'apparition de foyers séismiques situés dans le massif volcanique ou même à son voisinage est toujours suivie, à plus ou moins brève échéance, d'une modification plus ou moins profonde de l'activité en surface.

La conclusion est donc simple :

Tant que les foyers séismiques d'origine volcanique sont absents, le volcan est à l'état de repos. Dès qu'ils apparaissent, l'on est en droit de s'attendre à une période de suractivité volcanique. En quoi cette suractivité consistera-t-elle, sera-ce le prélude à l'ouverture d'un nouveau cycle éruptif, ou simplement une de ces crises bénignes, dont les volcans antillais sont coutumiers ? Un fait ici encore est certain : *l'amplitude des manifestations superficielles immédiates n'est pas en rapport avec l'amplitude des phénomènes séismiques prémonitoires*. La crise de 1956 de la Soufrière de la Guadeloupe fut précédée de phénomènes séismiques nombreux, mais de très faible amplitude. Par contre, depuis le retour de ce volcan à son état antérieur, en surface, on assiste de temps à autre à l'apparition de crises séismiques d'intensité sans commune mesure avec celle des phénomènes prémonitoires, à la suite desquelles les modifications de l'activité en surface, pour être décelables, n'en sont pas moins beaucoup plus faibles que celles de 1956.

La date d'apparition d'un phénomène de débouchage, par exemple, ne peut être prévue d'après la fréquence des inscriptions : elles ne sont pas plus nombreuses dans les heures ou les jours qui précèdent le débouchage (Guadeloupe 1956).

Il faut donc, pour répondre aux questions précédentes, faire appel à autre chose, et s'il semble bien que le calcul de l'énergie mise en jeu sous forme séismique lors des crises prémonitoires soit une donnée

intéressante, il ne faut pas perdre de vue que l'ascension et la décompression du magma (et non plus sa simple poussée, que traduisent les fractures) s'accompagnent *obligatoirement* de phénomènes autrement importants, et donnent lieu sur les enregistrements des séismographes, à des inscriptions au faciès tout à fait caractéristique dont l'apparition ne peut demeurer inaperçue.

Le séismographe donne donc l'alerte, il la donne avant tous les autres moyens d'investigation simples, et c'est là son grand mérite. Toute poussée magmatique ou gazeuse ne peut en effet aboutir sans produire ces fractures grâce auxquelles la voie d'évacuation se trouve péniblement tracée.

En général les phénomènes prémonitoires des crises de suractivité ne sont pas suffisamment intenses, étant donné l'origine superficielle des foyers, pour être inscrits dans les deux stations. Mais les écrits que nous possédons sur les deux dernières éruptions du Mont Pelé permettent de penser que l'on peut espérer que la sensibilité des appareils est suffisante pour l'obtention d'inscriptions simultanées lors de la parution des grands phénomènes précédant toute véritable éruption péleénne. L'on conçoit l'intérêt de telles inscriptions pour l'étude de la propagation des ondes dans la région Caraïbe.

Si le passage d'un volcan de l'état de repos à l'état de fièvre, si l'apparition d'une poussée magmatique sont des phénomènes suffisamment graves pour qu'il convienne qu'on en soit averti le plus longtemps possible à l'avance, seule est véritablement catastrophique, dans le cas des volcans antillais, l'apparition du phénomène principal, l'émission des nuées ardentes. Je ne puis parler ici d'expérience personnelle. Mais, à la lumière des progrès réalisés depuis cinquante ans, à la lumière aussi des récits de ceux qui ont vécu les grandes éruptions antillaises et qui les ont étudiées, il me semble bien qu'il est possible de savoir, avec au moins une avance de quelques jours qui sont nécessaires pour effectuer l'évacuation des populations menacées, la date d'apparition probable des nuées. Par contre, il est beaucoup plus difficile, voire impossible de prévoir leur direction.

V - Possibilité de contrôle des éruptions

Un cycle péleén dure plusieurs années, caractérisées par l'apparition de paroxysmes séparés par des périodes de calme relatif. La prévision de ces périodes paroxysmiques pose les mêmes problèmes

et le rôle de l'Observatoire géophysique ne se borne donc pas à l'étude de la période prémonitoire.

Le contrôle des éruptions ne pose pas de problèmes en Martinique où l'Observatoire est suffisamment dégagé du volcan pour ne pas courir lui-même de risques graves, et extrêmement bien situé pour l'observation à distance. Il n'en est pas de même en Guadeloupe, où la station devrait être abandonnée en cas de menace grave. Il en résulterait évidemment une perturbation plus ou moins longue dans les observations au moment où celles-ci seraient les plus intéressantes. D'autre part, l'effet d'un tel flottement serait déplorable sur les populations et l'expérience m'a prouvé qu'il est impossible de songer à déplacer la station en période de crise. C'est pourquoi j'avais demandé, en 1956, que soit prévu un emplacement de repli, plus dégagé, dont l'importance comme station principale en période de crise et comme station secondaire temporaire en période normale ne saurait être discutée. Il est bien certain que toute éruption volcanique aux Antilles françaises serait considérée comme une catastrophe nationale et que l'aide financière de la Métropole serait, comme chaque fois dans le passé, généreuse. C'est pourquoi, au moment où la Soufrière de Guadeloupe montre, par les crises graves qui se succèdent depuis plusieurs années, qu'elle est encore susceptible de réveils catastrophiques, la mise en place de cette seconde station est souhaitable.

Le déclenchement, ou la simple menace de déclenchement d'un cycle péleén verrait s'accroître considérablement les moyens des Observatoires. Ce serait d'abord l'appui d'une aide locale, temporaire, mais efficace, sous la forme d'équipes de surveillance dégageant le Volcanologue, dont une grande partie du temps se trouve prise, à ce moment, par d'autres problèmes, en particulier ceux relatifs à une éventuelle évacuation des populations, de la routine du travail; ce serait ensuite, mais sans doute seulement après le début de l'éruption, l'envoi de missions scientifiques. Ce serait enfin, certainement, l'octroi de crédits supplémentaires permettant le financement des multiples dépenses qu'occasionnerait l'étude d'un phénomène aussi exceptionnel.

Voici donc exposé, en résumé, le plan d'organisation de la surveillance géophysique des volcans des Antilles françaises. Il ne faut sans doute pas s'attendre à le voir complètement réalisé avant plusieurs années; mais si l'effort actuellement entrepris est poursuivi, si des vicissitudes, financières ou autres ne viennent pas en remettre en question le principe, la France, qui n'est pas tellement riche en vol-

cans, possèdera aux Antilles un ensemble cohérent, bien équipé, bien organisé, qui ne saurait, cette fois, être surpris par les évènements.

Discussion

J. ROTHÉ: Je voudrais savoir à quel moment doit être décidée l'évacuation de la population.

J. JOLIVET: Le responsable d'une évacuation aux Antilles françaises n'est pas le volcanologue mais le chef administratif de chaque département, son Préfet. Le problème pour le volcanologue est seulement de pouvoir dire au Préfet le moment où le volcan n'est plus calme. De mon point de vue, il ne faut le lui dire que lorsque la montée du magma est certaine, c'est-à-dire lorsque les séismographes ont enregistré l'agitation permanente qui prouve que le magma monte. Les phénomènes qui se succèdent alors sont d'abord un débouchage du volcan, puis des poussées gazeuses avec émission de cendres, qui indiquent que le magma monte en se décompressant. Cette décompression provoque aussi l'émission de grande quantité d'eau, donc grossissement des rivières, bruits séismiques, tremblements de terre ressentis par la population. Personnellement, je voudrais pouvoir arriver à déterminer de façon précise la profondeur des épicentres pour pouvoir dire à quelle profondeur les ruptures ont lieu actuellement. Si l'on voit que cette profondeur diminue, c'est un signe très grave.

J. ROTHÉ: Je crois que, lors des dernières éruptions, il y a eu plusieurs secousses enregistrées à des centaines de kilomètres.

J. JOLIVET: C'est exact. Le récit de ceux qui ont étudié les éruptions de 1902 et 1929 nous ferait croire que les volcans péleens ne présentent pas de manifestations sismiques. C'est faux, du moins du point de vue du séismologue, sinon du point de vue du géologue.

J. ROTHÉ: Entre l'apparition de la nuée ardente et les dégâts possibles, combien y a-t-il de temps?

J. JOLIVET: Quelques secondes. C'est lorsqu'il y a danger de nuées ardentes qu'il faut évacuer. Malheureusement je ne crois pas que l'on puisse affirmer qu'il va se produire une nuée ardente et encore moins dans quelle direction elle risque de se produire. En Martinique, la première nuée de 1902 était axée sur St-Pierre, ainsi que les suivantes. Puis le volcan est redevenu calme. Quelques mois plus tard, nouveau paroxysme: on prévoit que la nuée va se diriger sur St-Pierre, mais elle est en champignon et il y a encore 300 morts. La détermination de l'orientation des nuées ardentes futures n'est donc pas possible d'après celle des précédentes. En 1929, la fracture de la Montagne Pelée était nettement visible et il y avait de grandes chances pour que la nuée parte par là; mais cela ne signifie pas que ce sera ainsi chaque prochaine fois.

J. ROTHÉ suggère que, pour définir la montée du magma, le magnétisme serait peut-être plus sensible que la méthode séismique. J. JOLIVET pense que l'étude magnétique doit effectivement donner de bons résultats, mais il n'est pas spécialiste de cette question.

B. GÈZE signale qu'au point de vue de l'orientation des nuées ardentes, le

géologue peut affirmer qu'elles sont déjà allées dans toutes les directions aussi bien autour du volcan de la Martinique que de celui de la Guadeloupe. Comme l'a dit M. JOLIVET, on ne peut absolument pas déclarer qu'il y ait des côtés privilégiés. Mais s'il importe donc de guetter la montée du magma, à quel moment peut-on décider officiellement que cette montée devient dangereuse?

J. JOLIVET: Le magma est certainement déjà assez haut dans la Soufrière de la Guadeloupe, puisque, depuis l'observatoire, on observe des ruptures distantes seulement de 5 km. Si j'enregistre encore une montée, je demande l'évacuation.

A. RITTMANN: Vous avez un volcan dont le magma est normalement très visqueux. La cheminée est pratiquement remplie, bouchée: qu'entendez-vous alors exactement par « montée du magma » ?

J. JOLIVET: L'ascension du magma se réalise grâce aux ruptures des roches d'un ancien conduit qui a été bouché par de l'ancien magma. Lorsque la tension du nouveau magma deviendra supérieure à la tension de rupture des roches qui se trouvent dans le conduit, il va se produire une fissure. Le magma suivra cette fissure. Par ruptures successives, le magma pourra ainsi s'élever lentement.

A. RITTMANN: Le magma ayant une viscosité probablement très forte, il y a en effet des tensions. De plus, on a également des températures très élevées (800°) qui ramollissent le magma et augmentent la pression.

J. JOLIVET: Une fois les fractures produites, avant montée du magma neuf, il se déclenche toute une série de phénomènes qui ont été observés en 1902. La montée de la lave donne un enregistrement totalement différent des premiers. Ce n'est que lorsqu'on voit apparaître cet enregistrement, qui se produit 3 ou même 8 jours avant la première nuée ardente, qu'il faut faire évacuer les populations.

A. RITTMANN: Tout ce que vient de nous dire M. JOLIVET convient pour les volcans du type antillais, mais ne peut s'appliquer au Vésuve ou à l'Etna par exemple, car leur mécanisme est tout-à-fait différent. Le plus souvent, leur cheminée est ouverte et les éruptions peuvent aller assez vite.

L. GLANCEAUD: Avec M. RITTMANN, je souligne qu'il faut distinguer deux types de volcans, les uns basaltiques, les autres beaucoup plus riches en silice. Leur origine et leur fonctionnement diffèrent aussi bien que leurs caractères chimiques. Chaque catégorie doit avoir ses techniques d'étude propres.

A. RITTMANN: En ce qui concerne les rapports entre produits solides, liquides et gazeux dans une éruption, nous avons en Italie un exemple très intéressant. On a pu prouver que des minéralisations en uranium se trouvent dans des grès permians qui se sont formés à partir d'ignimbrites de la même époque. Le dépôt ignimbritique lui-même est excessivement pauvre en uranium, mais il est probable que pendant l'éruption des nuées ardentes débutantes l'uranium est resté dans les gaz. Les eaux de condensation des ignimbrites l'auraient ensuite entraîné et il s'est fixé sur des substances riches en éléments organiques contenues dans les grès. Par des déterminations d'âge, nous pouvons démontrer que cet uranium a été effectivement le produit de ces éruptions ignimbritiques, mais non fixé dans les ignimbrites. D'autre part, nous avons aussi des coulées de lave, rhyolites, rhyodacites, etc., dans lesquelles la teneur en uranium est quatre ou cinq fois plus grande que dans les ignimbrites.

L. GLANGEAUD: Le problème que vient de soulever M. RITTMANN est extrêmement intéressant: toutes les mesures que nous faisons actuellement portent sur des phénomènes disjoints. Pour trouver leur liaison, il faut les voir dans les phénomènes anciens.

J. NOETZLIN: La remarque de M. JOLIVET va jouer ici: en effet, il a dit tout-à-l'heure, très justement, qu'il pouvait y avoir dans une fumerolle sortie à un moment donné, des éléments n'ayant aucun rapport avec ce qui s'est produit au moment même de l'éruption. Vous constatez, par l'intermédiaire des roches voisines, que la composante de la vapeur d'eau et la composante gazeuse d'une éruption ont dû être riches en uranium. Cela ne peut vouloir dire, parce qu'on aurait trouvé dans les fumerolles beaucoup ou peu d'uranium, que c'est comparable. Il faudrait toujours en revenir à l'étude de la phase gazeuse de l'éruption même et non pas seulement à celle de la fumerolle.

SIGURDUR THORARINSSON

On the predicting of volcanic eruptions in Iceland.

(With 1 text-figure and 1 plate)

In the volcanological textbooks we read that there are about 30 active volcanoes in Iceland. By active volcano is then meant a volcano one or more eruption of which have been recorded since the beginning of the Icelandic settlement about 1100 years ago.

In reality it is impossible to determine exactly the number of active volcanoes in Iceland. Mainly from tephrochronological studies and studies of the remanent magnetism of lavafloes we can state with certainty that a lot of volcanoes the eruptions of which are nowhere mentioned in written records have erupted during the last 1000 years — even as late as in the late 1920's a big fissure eruption found place in the central highland without anyone noticing it until the lava flow was detected on aerial photos some years later. On the other side some of the volcanoes listed as active volcanoes in the textbooks can hardly be classified as individual volcanoes. So are Leirhnúkur, Hrossadalur and Bjarnarflag in the Myrarn Area in reality one and the same fissure volcano although listed as through individual ones by THORODDSEN. I would also like to point out that if we by an active volcano even mean a volcano that is likely to erupt some time again most of the Icelandic fissure volcanoes such as Laki can be left out as active because seldom during the whole postglacial time it has happened that a fissure has erupted more than once. Hekla is the main exception from this rule in Iceland.

Be it as it may with the number of active volcanoes in Iceland. What we can tell with certainty is, that during the last two centuries or so we have had an eruption on average every fifth to sixth year. And it is also an established fact that many eruptions in Iceland in historical time have wrought great havoc and some of them resulted in most disastrous catastrophes such as the Hekla initial eruption in 1104, the initial eruption of Öræfajökull in 1362, the Katla eruption

in 1755 and the Laki eruption in 1783. The Icelanders should therefore obviously be interested in the possibilities of predicting eruptions.

The problem of predicting eruptions becomes more complicated in Iceland than in most other volcanic areas because of the manifoldness of the Icelandic volcanism. In Iceland we find nearly every type of volcanoes and eruptions both effusive and explosive ones.

Let us first consider the effusive, mainly lava producing volcanoes. In Iceland they are mainly of two types, shield volcanoes, the result of punctual effusive eruptions, and crater rows, the result of linear ones. As to the shield volcanoes they have all been extinct in Iceland for more than 2000 years and can be disregarded in this connection, whereas fissure eruptions can be expected at any time and practically anywhere within the young volcanic belt. But as most fissure eruptions produce extensive lavafloes, new fissure eruptions will most likely occur within areas covered by lava flows so young that they are not yet inhabitable, usually the fissure eruptions therefore neither cause serious damage on land nor result in any casualties. But *nulla regula sine exceptione*. We must keep in mind that the most disastrous eruption in Iceland in historical time, the Laki eruption in 1783 was a typical fissure eruption, finding place in an inland area tens of miles from any habitation and notwithstanding this fact the lavafloes covered extensive inhabited rural areas. Far more disastrous however was the bluish haze, resulting from volcanic gases, that for months lay over nearly the whole country and was also noticed in the remotest parts of Europe and even in Asia. In Iceland it stunted the grass crop and the result was a famine that killed about 1/5 of the entire population of the country.

The only Icelandic fissure that has certainly erupted more than once in historical time is the fissure along the ridge of Hekla. Hekla has erupted at least 16 times since 1104, the last eruption occurring in 1947, and the eruptions have built up a volcanic edifice which shows an intermediary shape between a craterrow and a cone volcano, a so called volcanic ridge. Hekla's eruptions are also typical mixed eruptions.

From critical examinations of written sources and from tephrochronological studies that have thrown new light on the cyclicity of the Hekla activity, we can conclude that in all probability we have nothing to fear from Hekla during the rest of this century and even longer.

Explosion craters both of the Eifel Maar type and the Hverfjall type, are numerous in Iceland especially in a zone between Hekla and Vatnajökull. In historical time only two purely explosive eruptions have been recorded outside the glaciated areas, viz. the Krafla eruption in 1724, and the big Askja eruption in 1875, the rhyolitic tephrafall from which caused great damage in E Iceland. Tephrochronological studies indicate that at least one of the maars NE of Hekla is less than 1000 years old. But on the whole purely explosive eruption outside the glaciated areas have been few in historical time.

Stratified cones or volcanoes of the Fuji type, are relatively few in Iceland compared with other volcanic areas, but the biggest volcanoes in the country are of this type. They are covered by glaciers and so are some other volcanoes, the morphological types of which we do not know with certainty. Common to all subglacial volcanoes, whether of the cone type or not is, that their eruptions are mainly or purely explosive and accompanied by big waterfloods, the so called glacier bursts (Icel. *jökulhlaup*). These glacier bursts are often of enormous size. Their maximum discharge may reach more than 100000 m³/sec, or more than the discharge of the river Amazonas. The biggest one of the ice capped volcanoes in Iceland is Öräfajökull — second in volume only to Etna in Europe —. It has erupted twice in historical time. In 1362 it had an enormous initial eruption, producing about 10 km³ of rhyolitic tephra (calculated as freshly fallen). Many farms were swept away by the colossal floods that accompanied the eruption, but more damage was caused by the tephrafall that laid vast areas wholly waste. Öräfajökull erupted again in 1727, producing basic tephra on a relatively small scale, but the floods caused considerable damage.

By far the most active subglacial volcanoes in Iceland are Grímsvötn and Katla. Grímsvötn is situated in the centre of Vatnajökull, the biggest glacier in Iceland (cf. the map in Bodvarssons report) and its glacier bursts emerge from the frontal margin of its biggest outlet, Skeidarárjökull, at a distance of 50 km from the volcano, and flood Skeidarársandur, a sandur area of about 1000 km². Their maximum discharge is about 50000 m³/sec.

From 1934 backwards to at least the middle of the 18th century the floods from Grímsvötn occurred very regularly, with an interval varying between 9 and 12 years and the floods were nearly always accompanied by visible, tephra-producing eruptions in Grímsvötn.

Since 1934 however the intervals between the floods have been shorter of 4-6 years, probably mainly due to the thinning of the damming glacier, and no visible eruptions have occurred.

The glacier bursts from Grímsvötn, the so called Skeidarárhlaups, normally start to rise very slowly (cf. Fig. 1), the first sign is usually that water in the river Skeidará begins to stink, mainly from sulphu-

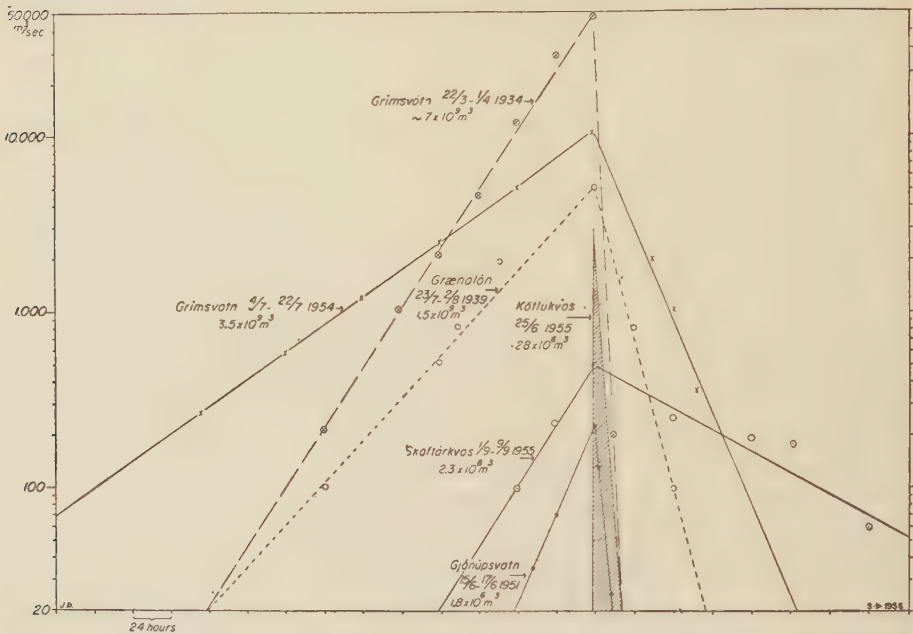


Fig. 1 - Discharge graphs of some glacier bursts occurring in Iceland within the last few decades. Vertical scale is logarithmic. The glacier bursts from Grænalón and Gjánúpsvatn are limnoglacial, i.e. due to the drainage of ice dammed marginal lakes, the other are volcano-glacial, or due to subglacial volcanic activity. The striated one is the small burst from the Katla area in 1955, showing how rapidly the discharge of the Katla bursts increases compared with those from Grímsvötn.

retted hydrogen, and gets brownish in colour and charged with mud. During the last flood, in July 1954, the stink was felt nearly all over the country.

In the vicinity of the glacier burst in 1934 many birds were killed by these gases and the vegetation was also affected. Over the Skeidarársandur was a bluish haze probably akin to the haze that proved so disastrous in 1783.

It has occasionally happened that the Skeidarárhlaups have risen rapidly, but usually the abovementioned signs give warning in time to prevent any direct casualties. But as these floods cause a lot of trouble, sweeping away telephone lines, distroying pasture land etc. it is of economic interest to be able to predict them and to tell approximately how big they will be. In order to solve that problem we have since the Second World War sent many expeditions to Grímsvötn in order to study changes in that area during and between the glacier bursts. We have even built a hut on the rim of the caldera. In short it has been proved that within Grímsvötn caldera the water table rises continuously between the floods and the water amount increases with about 0.5 km^3 per year. This increase is partly due to continuous subglacial melting because of solfatara activity and other terrestrial outflow of heat, partly due to subaerial melting, and then some ice melts during the eruptions when they occur. We can now predict approximately how much water will be discharged by a glacier-burst from Grímsvötn as soon as we know the starting time, but the error in predicting the starting time is still rather great. But as before said the first signs of such a burst usually give time enough to prevent any casualties. We can f.ex. tell now that a glacier burst from Grímsvötn is likely to occur next year and the total runoff will then be about 3 km^3 and the max. discharge about $10000 \text{ m}^3/\text{sec}$. If it starts already this autumn (1959), which is possible, the discharge and max. run off will be somewhat less.

Much more dangerous and unfortunately also much more difficult to predict are the eruptions of the volcano Katla that is hidden under the ice cover of Mýrdalsjökull in South Iceland. Katla's eruptions produce far greater amount of tephra than those of Gímsvötn, or from 0.5 to $>2 \text{ km}^3$ as freshly fallen and they have sometimes laid waste extensive inhabital districts. The accompanying glacier-bursts are with regard to their maximum discharge — more than $100000 \text{ m}^3/\text{sec}$ — probably the biggest floods occurring on the earth. They usually last less than a day, and increase in very short time to the euphemeral maximum. Fig. 1 shows a small glacier burst from the Katla area in June 1955. It is on the fig. compared with glacier-bursts from Grímsvötn and from some lakes dammed by ice along glacier margins. The reason why the Katla hlaups are so sudden seems to be mainly that the height distance between the storage area and the

outlet at the glacier margin is so great compared with the horizontal distance.

Since 1580 the average length of intervals between the Katla eruptions has been 42 years and the longest deviation from that interval has been 26 years. Curiously enough long and short intervals have occurred alternatively so that eruptions have found place either at the end of the second or the sixth decade of each century with a max. deviation of only five years from this rule. Thus we had Katla eruptions in 1625, 1721, 1823, 1918, and on the other hand 1660, 1755, 1860, and now we are near 1960 so no wonder many people are beginning to ask as: Is not the next Katla eruption bound to come soon? And as both the glacier burst and the tephrafall may cause serious damage, it is a very actual problem in Iceland now, how to be able to predict the next Katla eruption and what can be done to eliminate or diminish the risk of casualties caused by the glacier burst.

Our resources are very limited and it is not much we have been able to do. The fieldwork has mainly been the mapping and aerialphotographing of the Katla area, its outlet glacier Höfdabrekkujökull and the Myrdalssandur. The thickness of the ice in the Katla area has been measured by seismic soundings and found to be on average about 400 m. In a way Katla has itself helped us to a better understanding of her glacier bursts. During our fieldwork in the Katla area in June 1955 a small jökulhlaup, nearly on an experimental scale, occurred and could be studied thoroughly. It gave us a clue to the understanding of the very high discharge maxima of the Katla hlaups compared with the amount of water discharged, and it is the graph of that hlaup that is shown in Fig. 1. Further it proved that some subglacial melting is non going on in the Katla area.

Fig. 2 shows one of the two ice cauldrons formed because of the escape of water in 1955. A new small cauldron was formed this summer (1959). This small burst also showed the routes a bigger flood will most likely follow and thus it indicates which areas are most threatened.

Besides the field work efforts have been made to predict the next Katla eruption — and even other eruption in Iceland, with the help of seismology. Since 1924 seismographs have been runned continuously in Reykjavík, but they were far from sensitive enough for this purpose (Mainka 175 kg pendulums. $\times 70$). In 1951 these seismographs were replaced in Reykjavík by three modern instruments

(Strengnether), and the old ones were installed: one in Akureyri Vík, 20 km South of Katla. And in 1958 a Wittmore electromagnetic vertical, magnifying 10000 times, was set up in Kirkjubæjarklaustur, 50 km E of Katla.

After the foundation of seismograph stations other than Reykjavík the epicentres of Icelandic earthquakes can be determined with some accuracy, and two previously unknown epicentral regions have been very active the last few years, one in NW Vatnajökull, including the Grímsvötn area, and one in Mýrdalsjökull - Torfajökull area including the Katla area. And whereas no earthquakes occurring, 1927-1951 had epicentres in the Katla area 10 earthquakes occurring since then with epicentrum within that area have been measured in Reykjavík and since the seismograph was installed in Vík a year ago it has registered seismic unrest in that area on an increasing scale. Unfortunately we do not know how long before the last Katla eruption such seismic unrest started as no seismographs were working in Iceland at that time, but it seems likely that our seismographs are now registering what may be called a preface to a Katla eruption.

Whether it will be possible to predict more exactly the next Katla eruption I can't tell. But in diminishing the risk of casualties we have also a help in the many written records of previous Katla eruptions.

Thorough studies of these records of older Katla eruption have led to the conclusion that earthquakes strong enough to be felt by the inhabitants of the village Vík will nearly certainly occur some few hours before the glacier burst cuts off the auto road over Mýrdalsandur. And as Vík lies outside the main seismic areas in Iceland and earthquakes so strong as to be felt by most people hardly ever occur there except at the beginning of Katla eruptions we have found it justified to proclaim that all traffic over Mýrdalssandur shall be stopped immediately and the neighbouring districts warned as soon as such earthquakes are felt in Vík, and the traffic will not be allowed again until it has been established that the focus of the earthquakes is not within the Katla area.

Summing up the aforesaid we are in Iceland trying in two ways to predict the behaviour of our volcanoes. One way is to increase our knowledge of their behaviour in the past by penetrating critically all written records and supplementing them by tephrochronological and other geological studies, which has enabled us to trace eruptions not recorded and throw new light over the behaviour of some of the

volcanoes, especially Hekla and the cyclicity of her activity. Now the behaviour of some of our volcanoes during the last 1000 years is probably better known than that of any other volcanoes except the Italian ones.

And even if every volcano behaves individually and every eruption in one and the same volcano has its individual character this does not change the fact that the knowledge of the past history of a volcano helps a lot to predict its future. The past is here the key to the present.

The other way and in most cases the more reliable one in predicting eruptions is the applying of geophysical methods. On that way we have just started in Iceland and our resources are necessarily very limited. But we are eager to do more and I am happy to be here at this symposium listening to outstanding experts from many countries telling about their experience in this field and discussing the possibilities of predicting volcanic eruptions by geophysical methods.

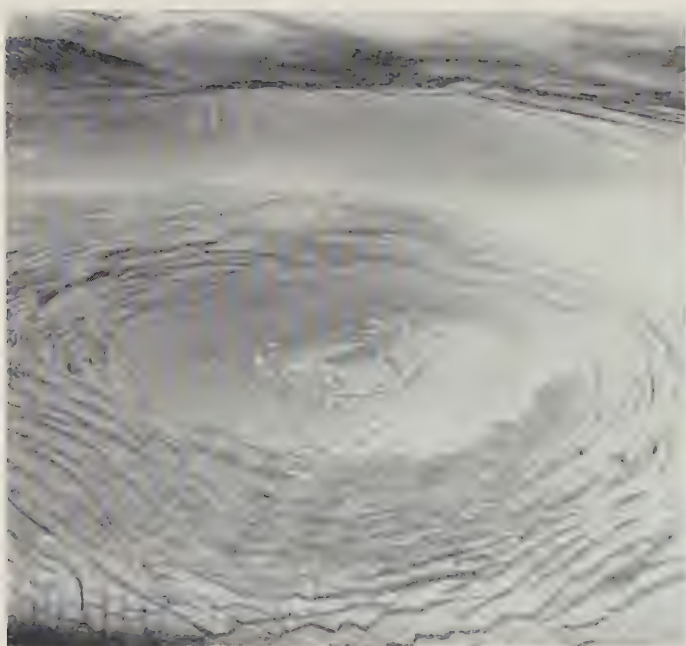


Fig. 2 - The bigger one of the two ice cauldrons formed in the Katla area in connection with the glacier burst June 25, 1955. Diameter about 1 km, maximum depth 80 m.

H. PELLETIER, G. DELIBRIAS, J. LABEYRIE,
et M.-Th. PERQUIS

Mesure de l'âge de la coulée Volcanique du Puy de la Vache (Auvergne) par la méthode du carbone 14.

Note présentée par H. TAZIEFF

La chronologie géologique classique attribuait jusqu'ici un âge de plusieurs dizaines de milliers d'années pour le moins (Holocène) aux dernières manifestations éruptives du Massif Central de France.

Or une datation vient d'être faite, par la méthode du C 14, pour la grande coulée du Puy de la Vache. La relative « jeunesse » de cette éruption (7 millénaires) devrait mettre en garde les volcanologues contre un optimisme exagéré en ce qui concerne la soi-disant extinction définitive des volcans d'Auvergne. Et une surveillance de ces derniers ne serait peut-être pas à négliger, les éruptions historiques les plus catastrophiques ayant généralement été le fait de volcans présumés (à tort) éteints.

M. JACQUES LABEYRIE, ingénieur, physicien au C.E.A. (Saclay), m'a prié de donner aux volcanologues présents à ce colloque lecture de la brève note suivante:

La méthode utilisant la mesure de la décroissance de la radioactivité du Carbone 14 semble particulièrement adaptée à l'étude des éruptions: la lave de l'éruption recouvre les végétaux en les carbonisant plus ou moins; par la suite elle forme un manteau imperméable mettant ces restes à l'abri des agents météoriques et des déprédations variées, telles que celles que produisent les racines des végétaux plus récents.

En outre, la cuisson plus ou moins prononcée du sol sousjacent par la chaleur de la lave procure un moyen supplémentaire de s'assurer que les végétaux dont on trouve les restes étaient bien en place au moment de l'éruption.

Nous avons profité de ces circonstances favorables pour essayer

de mesurer l'âge de l'une des grandes coulées de lave de la chaîne des Puys, celle qui s'étend du Puy de la Vache jusqu'au village de St Saturnin (Puy-de-Dôme) et qui est considérée comme une des plus récentes du Massif Central.

Le point exact du prélèvement est sur le flanc SE de la coulée, à 300 m. environ au SW de la place du château de St Saturnin, en suivant le chemin qui descend vers la Monne, et à l'endroit où il quitte le pied de la falaise, par $45^{\circ}39'28''$ de latitude Nord et $3^{\circ}5'32''$ de longitude Est (M.I.).

L'échantillon a été prélevé il y a une quinzaine d'années par M. AIMÉ RUDEL. Il est constitué par quelques grammes de branche de chêne carbonisée qui était encastrée dans le sol supportant la coulée, dans la région du contact entre le sol et la base de la coulée. On rencontre à cet endroit, en remontant verticalement le sol (constitué par du sable d'origine granitique et de fins débris végétaux carbonisés de couleur noire) durci, comportant sur quinze centimètres environ des branches carbonisées, une couche de cendres claires de 1 cm, puis 25 cm de cendres noires compactes, enfin la couche de basalte massif sur une dizaine de mètres d'épaisseur.

L'âge de l'échantillon a été mesuré sur l'installation de datage du Centre d'Etudes Nucléaires de Saclay, avec les traitements habituels (1). On a trouvé :

$$7.650 \text{ ans } (\pm 350 \text{ ans})$$

l'éruption a donc eu lieu 5.690 ans (± 350 ans) avant le début de l'ère chrétienne.

Discussion

L. GLANCEAUD : La note que vient de présenter M. TAZIEFF est d'un très grand intérêt car, jusqu'à présent, toutes les observations géologiques concordaient pour montrer qu'il n'y avait pas de coulées quaternaires très récentes en Auvergne. Il est néanmoins permis de se demander si le dépôt qui a permis une datation est bien antérieur à la coulée du Puy de la Vache ou s'il ne s'agit pas au contraire d'un dépôt postérieur qui se serait localisé dans une cavité en abri-sous-roche. Apparemment sous le basalte, il serait en réalité plaqué latéralement et donc postérieur même à l'érosion de la coulée. Quoi qu'il en soit, le problème mérite d'être repris de très près.

(1) G. DELIBRIAS, M. TH. PERQUIS - B.I.S.T. du C.E.A. (1958) 26, 1-3.

Quelques phénomènes accompagnant les phases préliminaires de manifestations éruptives du Vésuve et les relatives possibilités de prévisions.

(Avec 3 fig. dans le texte)

Résumé

Les paroxysmes du Vésuve sont divisés en deux catégories selon qu'ils sont précédés ou non d'oscillations dans l'inclinaison du sol à l'Observatoire du Vésuve. La présence d'oscillations marégraphiques ayant à peu près la même période, enregistrées à Ischia, à Naples et à Civitavecchia dans le cours du paroxysme de 1906, mais avec une anticipation de quelques heures par rapport au commencement de la violente phase explosive, à Ischia seulement, toujours avant le violent paroxysme du Vésuve de 1900, et aussi la constatation d'oscillations dans les variations de l'inclinaison du sol, avec le même caractère, en relation avec la violente phase explosive, successive à la phase initiale effusive, du paroxysme de 1944, laisse supposer une association de cause pour les deux phénomènes distincts : marégraphiques et clinographiques.

L'admission d'oscillations du magma dans le foyer, avec une période de 90 minutes à peu près, identique à celle qui fut révélée par les enregistrements indiqués, permet l'interprétation de tous les phénomènes observés.

Quelques jours seulement après l'installation à l'Observatoire du Vésuve d'un appareil enregistreur des variations dans l'inclinaison du sol, on put remarquer nettement au mois d'août 1938 l'existence d'oscillations à période moyenne de 100 minutes (2) à peu près. L'apparition des oscillations en avance d'une dizaine d'heures relativement au paroxysme initial du 38ème intervalle éruptif (30 août 1938 - 9 janvier 1939) (fig. 1) laisse supposer que les activités violentes ont dû être précédées par des phénomènes latents qui ont provoqué les oscillations remarquées. En outre la constatation de leur présence avec les mêmes caractères non seulement au commencement du précédent intervalle éruptif, le 37ème (16 juillet 1938 - 30 août 1938) (fig. 2), mais aussi en relation avec la recrudescence éruptive intermédiaire du 9 - 10

commença presque en même temps que la cessation de l'activité effusive du précédent intervalle. D'une manière analogue, le 40ème intervalle (5 mai - 8 août) a probablement été provoqué par un refoulement lavique consécutif à l'obstruction d'une voie épisuperficielle d'écoulement, dont l'ouverture, arrivée deux jours auparavant (3 mai), aurait déterminé l'abaissement de la colonne et, comme conséquence, la cessation des écoulements précédents. On remarqua la coulée des laves relatives à ce dernier intervalle jusqu'au 7 août, c'est-à-dire jusqu'à seulement quelques heures avant le commencement du 41ème intervalle (8 août 1939 - 26 juin 1940). Les écoulements de ce dernier prirent fin

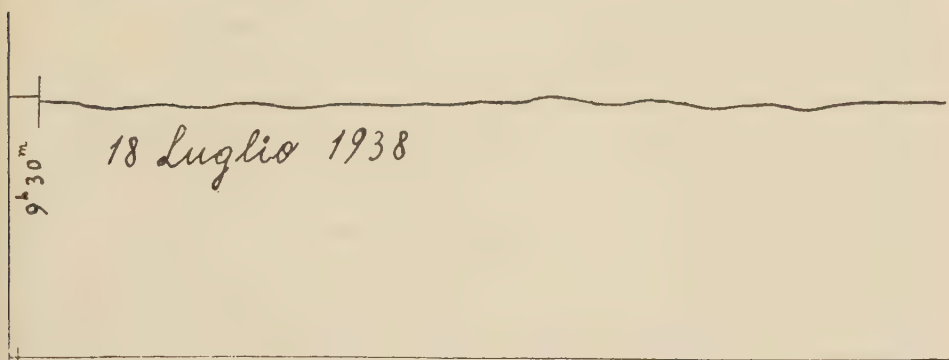


Fig. 2

à peu près vers le commencement du 42ème intervalle (26 juin - 27 août 1940) qui fut mis en relation avec la fracture du petit cône causée par une brusque remontée du magma dans le conduit. Aussi pour le 44ème intervalle éruptif (27 octobre 1941 - 6 janvier 1944), le paroxysme initial suivit seulement de quelques heures la cessation des jaillissements laviques relatifs au 43ème intervalle (27 août - 22 octobre 1941).

Comme exceptions au processus mentionné ci-dessus, il convient néanmoins de citer le 43ème et le 45ème intervalles (6 janvier - 18 mars 1944) le dernier de la période. Le premier fut en vérité, précédé d'un mois d'absence d'activité effusive et d'une remarquable réduction dans l'intensité de l'activité explosive. Au cours de la pause de l'activité, des circonstances favorables permirent l'observation directe d'écoulements épisuperficiels justifiant l'abaissement des masses du magma dans le conduit et, par conséquent, la diminution de l'activité éruptive. D'ailleurs le paroxysme initial fut précédé par une reprise graduelle

de l'activité, à partir du 23 août, probablement en relation avec une obstruction partielle des galeries d'alimentation. Une absence d'activité effusive superficielle, pour une durée même plus grande, en vérité de plus de deux mois, devança le paroxysme initial du 45ème intervalle. La cessation des écoulements peut-être fut-elle seulement apparente, car les écoulements épisuperficiels ne durèrent pas manquer, comme ils ne manquèrent pas non plus au cours du même intervalle, au moins après la cessation des jaillissements laviques intracratériques qui avaient duré à peu près jusqu'à la fin du mois de février 1944.

En outre, on doit signaler les deux autres remarquables exceptions représentées respectivement par les violents paroxysmes du 1^{er} novembre 1941 et par celui de clôture (18 - 29 mars 1944) de la période éruptive. En vérité, tous les deux devraient rentrer dans la catégorie des paroxysmes occasionnels en relation avec des événements qui intéressèrent, au moins dans la phase initiale, la seule extrémité supérieure du conduit. Tandis que le premier fut mis en relation avec le bouleversement du petit cône, causé par l'explosion des bombes lancées par les avions de la R.A.F., pour le second la cause fut attribuée à l'obstruction du conduit provoquée par l'abaissement graduel du magma, consécutif à son tour à l'injection des masses ignées parmi les fentes épisuperficielles intéressant le secteur sud-oriental.

L'affirmation de l'absence d'une préphase du paroxysme ne doit pas faire conclure à l'inexistence de cette préphase, au moins d'une façon absolue. En effet, l'aplatissement considérable des oscillations (au maximum de 0.2 mm d'écartement pour une rotation du tambour d'environ 2 cm), ainsi que la présence contemporaine d'agitations à étendues remarquablement plus grandes, et de périodes relativement petites, relatives aux phases explosives du volcan, représentent des motifs plus que suffisants pour justifier une absence apparente. Mais si, toutefois, la phase préparatoire des paroxysmes éruptifs manque, ou au moins semble manquer dans plusieurs cas, on a, surtout au cours du paroxysme de clôture de la période, des renseignements certains sur l'apparition des oscillations, à peu près avec la même période que celle qui a été déjà indiquée, au moins depuis les dernières heures du jour 20, c'est-à-dire à environ une vingtaine d'heures avant le commencement de la phase des fontaines, à peu près à 17 h du même jour.

Les remarquables amplitudes des agitations à caractère harmonique-impulsif ont empêché la réalisation d'une analyse détaillée et

OSSERVATORIO GEODINAMICO - ISCHIA
Registrazioni mareografiche dal 6 all'8 aprile 1906

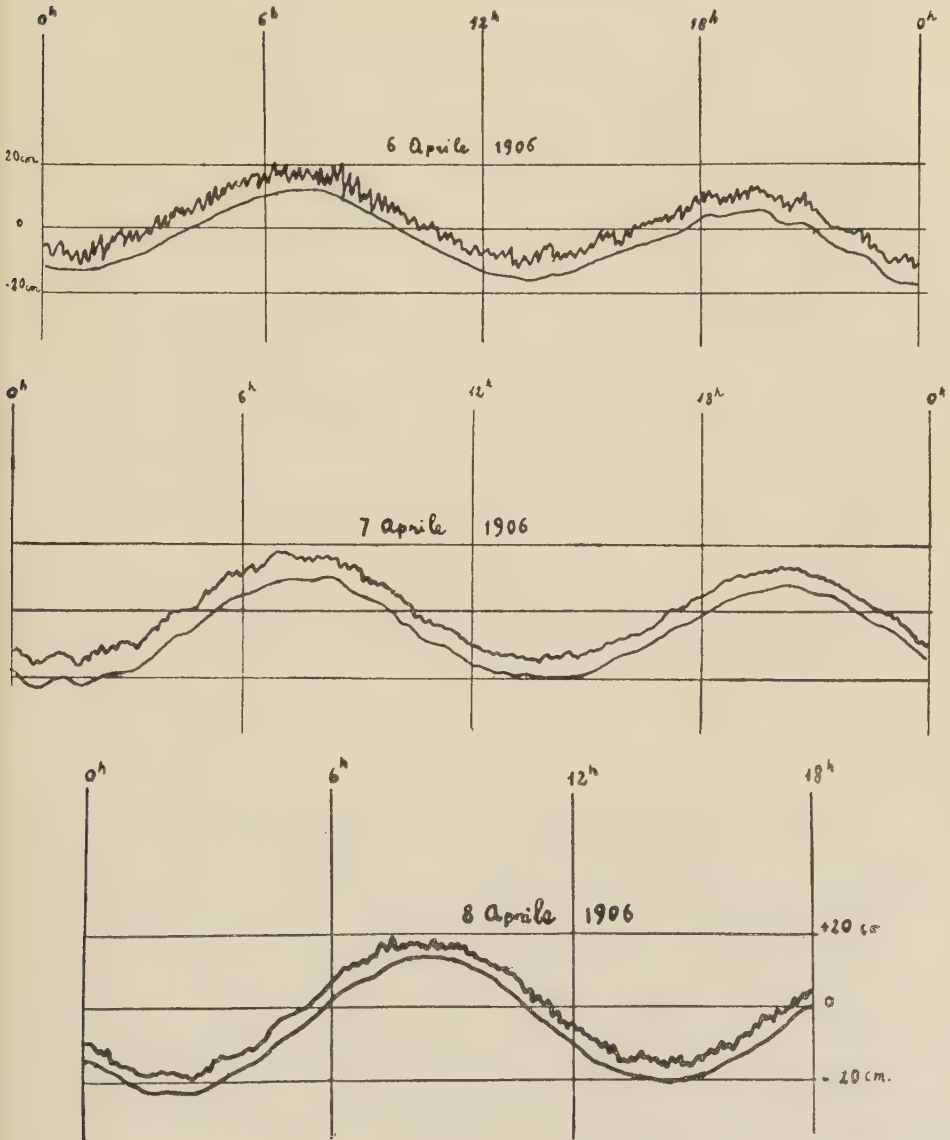


Fig. 3.

La curva conguagliata con la eliminazione delle sesse marine è trasportata più in basso per non intralciare l'autoregistrazione. Livello medio - Triennio 1887-89.

sûre. La révision de l'enregistrement obtenu fut conseillée par la constatation d'oscillations analogues dans quelques marégrammes obtenus au cours du paroxysme du Vésuve du mois d'avril 1906 (1). Depuis le 6 avril à midi, fut relevée sur le marégramme obtenu à Porto d'Ischia une série d'oscillations à périodes d'environ 85 minutes. Ces oscillations continuèrent jusqu'aux premières heures du jour 8. M. GRABLOWITZ écrivit lui-même: « Ces phénomènes rendent assez vraisemblable une relation avec le paroxysme du Vésuve, d'autant plus qu'aucun autre exemple d'oscillation de cette période ne se trouve dans toute la série des observations marégraphiques d'Ischia ». D'une manière analogue à ce qui fut relevé pour le paroxysme de 1944, les oscillations se manifestent au cours de la première phase du paroxysme (qui, selon M. MERCALLI (4), commença vers les premières heures du 4 avril) et devançant de peu de temps (25 heures) le commencement d'une violente phase explosive (phase strombolienne du soir du 7 avril). Même les marégrammes obtenus près de l'Arsenal de Naples et à Civitavecchia permirent de relever des oscillations simultanées et correspondant aux mêmes caractéristiques. Le maximum qui, à Naples, arriva vers les 20 h du jour 6, se vérifia à Ischia à peu près vers 23 h du jour 6 et à Civitavecchia vers 3 h du jour 7. Des oscillations de la même période furent en outre relevées dans les marégrammes d'Ischia à partir de 12 h, le 7 mai 1900, toujours à l'occasion du paroxysme du Vésuve « de ce jour et de la nuit suivante, où M. MERCALLI établit le maximum du dynamisme ». Donc, même à cette occasion, le commencement se vérifia avec une anticipation de 12-15 heures par rapport au phénomène explosif.

Si l'on considère que l'on a pratiquement identité des périodes relevées pour les deux types d'oscillations (M. GRABLOWITZ lui-même admet une tolérance d'erreurs de l'ordre de 10 minutes dans l'évaluation des périodes) et que l'on observe les mêmes caractéristiques par rapport aux événements éruptifs contemporains, il semble logique d'admettre une origine commune pour les deux phénomènes. Cette cause commune pourrait être une oscillation de la masse du magma dans le foyer. La période d'oscillation (5), dans l'hypothèse d'une forme sphérique et d'une compressibilité assez considérable des masses mêmes, pourrait être du même ordre de grandeur que celle qui fut déjà remarquée (fig. 3).

Une étude plus détaillée des phénomènes étudiés se montre pleine de promesses, car, d'après cette étude, on pourrait déduire,

le cas échéant, des éléments aptes à donner les paramètres physiques du magma et même les ordres de grandeur des dimensions du foyer. Une telle interprétation justifie aussi la différence de comportement pour les deux catégories signalées de paroxysmes, en tant que dépendant précisément de la profondeur à laquelle se trouverait l'origine de la perturbation causant le paroxysme. En effet, si cette origine est superficielle, l'énergie initiale doit se réduire rapidement en raison d'une grande absorption de la part du chapeau magmatique du conduit. Dans ce cas, pour que se réalise une oscillation des masses du foyer, il est nécessaire que l'action soit d'une violence considérable. Avec l'interprétation proposée, le retard du phénomène éruptif relativement à la phase des oscillations, dans le cas d'une cause relativement profonde, doit être attribué au fait que, tandis que la perturbation créatrice de l'oscillation des masses du foyer se propage à travers les masses du conduit avec une vitesse caractéristique des ondes longitudinales dans la masse particulière, l'autre perturbation est due au mouvement des aériformes dans les masses visqueuses, dont la vitesse se montre en comparaison remarquablement plus faible.

A cause de l'impossibilité de contrôler, au moins d'une manière complète, les déductions qui dérivent de l'interprétation ci-dessus, les conclusions proposées doivent être considérées comme provisoires. Un exposé des conclusions définitives sera effectué seulement après la possession de nouveaux éléments aptes à les confirmer.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) GRABLOWITZ Giulio - *Fenomeni vesuviani dell'aprile 1906 osservati da Ischia* - Boll. Soc. Sism. Ital., Vol. XI, 1906
- 2) IMBÒ Giuseppe - *Oscillazioni dell'edificio vesuviano concomitanti le recrudescenze eruttive del Vulcano* - Rend. della R. Acc. Nazionale dei Lincei, Vol. XXIX, 1939.
- 3) IMBÒ Giuseppe - *L'attività eruttiva vesuviana ecc.* - Annali dell'Osservatorio Vesuviano, V Serie, Vol. unico, 1949.
- 4) MERCALLI Giuseppe - *La grande eruzione vesuviana cominciata il 4 aprile 1906* - Memorie della Pontificia Accademia Romana dei Nuovi Lincei, Vol. XXIV, 1906.
- 5) ODDONE Emilio - *Sui periodi sferoidali propri alla sfera terrestre ecc.* - Annali Ufficio Centrale di Meteorologia e Geodinamica, Vol. XXXIV, parte I, 1912.

ED. BERG et TH. JANSSEN

Institut pour la Recherche Scientifique en Afrique Centrale (I.R.S.A.C.)
Centre de Recherches du Kivu, Bukavu, Congo Belge.

Microséismes et Séismes précédant l'éruption du Nyamuragira-Kitzimbanyi (Afrique Centrale) 1958.

(Avec 5 planches)

Abstract

An analysis is made of microseismic and seismic activity for a period of about 3 months prior to the 1958 eruption in the Virunga Volcanoes, Western Rift Valley of Central Africa. It is believed that it would have been possible to predict the eruption some 30 h before, on the basis of two series of small earthquakes preceeding the 2 outbrakes by some 50 h, and presenting an exponential decay of the total number of shocks.

Résumé

L'analyse est faite des microséismes et séismes précédant l'éruption de 1958 dans les Virunga, Kivu, Congo Belge. 2 Séries de petits tremblements précédant les 2 éruptions de 50 h environ montrent un décroissement exponentiel du nombre de chocs; une prédiction une trentaine d'heures à l'avance paraît possible.

Les enregistrements des 3 stations séismographiques de l'IRSAC (Lwiro, ou L; Astrida, ou A; et Rumangabo en collaboration avec l'Institut des Parcs Nationaux du Congo Belge ou R) ont servi de base pour la présente investigation (voir fig. 1). Ces stations sont toutes équipées d'un séismographe Benioff vertical ($T_0 = 1$ sec, $T_{gal} = 0,25$ sec (Z), $T_{gal} = 25$ sec (X) et de 2 séismographes de torsion Wood-Anderson $T_0 = 0,8$ sec (EW et NS). Lwiro est équipé en plus de séismographes Benioff horizontaux ($T_0 = 1$ sec, $T_{gal} = 1,8$ sec (EC, NC), $T_{gal} = 25$ sec (EL, NL) et d'un set complet de Columbia longues périodes ($T_0 = 15$ sec $T_{gal} = 90$ sec). Ruman-gabo fut installé en vue d'une meilleure surveillance et d'une plus grande compréhension des phénomènes séismovolcaniques dans la région encore active du Nyiragongo et du Nyamuragira; le Nyiragongo

possède déjà depuis plusieurs décades comme jadis le Kilauea, un lac de lave permanent, le Nyanuragira avec ses satellites est surtout responsable des récentes éruptions, notamment de celle des mois d'août à novembre 1938.

La région générale de cette zone active se trouve à l'ouest de l'axe Lwiro-Rumangabo. Au point de vue séismotectonique, elle se situe exactement dans la prolongation des bords des 2 blocs stables, limitant le Graben à l'ouest et à l'est du lac Kivu, et au croisement des 2 grandes lignes d'activité sismique: celle du Graben et celle allant de la région des volcans (actifs et éteints) vers l'ouest jusqu'au fleuve Congo (voir 1 et 2). Mais localement et normalement, il n'y a guère de séismes.

La région générale des volcans dits éteints, se situe vers l'est de l'axe Lwiro-Rumangabo et des séismes modérés y apparaissent en permanence depuis l'activité de 1957 avec ses centaines de chocs (allant jusqu'à $M = 5$ environ) et sa petite coulée de lave.

Microséismes

Le niveau des microséismes en temps calme sur Z à Rumangabo est généralement environ 1,5 mm (voir fig. 3 a). Mais pendant des périodes troublées comme celle précédant l'éruption, il augmente considérablement (jusqu'à 3 mm en moyenne) ce qui est sans doute signe d'une activité accrue dans les volcans (voir fig. 3 b).

En examinant de près le niveau de ces microséismes pendant 3 mois avant l'éruption, on constate qu'il y existe dans les amplitudes, une périodicité de l'ordre de 10 à 12 jours (voir fig. 2), soit la moitié de la périodicité trouvée précédemment pour les maxima des oscillations harmoniques de l'éruption même. [3]. Les maxima des microséismes prééruptifs et des oscillations harmoniques pendant l'éruption se raccordent dans le temps.

La période propre des ces microséismes en plein maximum est 0,7 sec pendant qu'aux minima on observe fréquemment des périodes de 0,6 à 1,0 sec (voir fig. 3 b et 3 c).

Les données microsismiques ne permettent pas de prédire l'éruption, mais semblent néanmoins en indiquer la possibilité du fait de leurs amplitudes élevées et de leur période caractéristique de 0,7 sec qui est d'ailleurs celles des oscillations harmoniques (toujours à Rumangabo) durant l'éruption.

Séismes

Lwiro étant la station principale où sont effectués les dépouillements et interprétations des enregistrements, un certain poids est accordé à l'étude des indications qu'elle fournit. Ces indications sont accessibles au jour le jour, alors que les films de Rumangabo ne parviennent que dans un délai de 10 à 15 jours à Lwiro.

Les séismes préliminaires à l'éruption de 1958 sont faibles ($M_{\max} = 2,8$) en raison de la nature extrêmement fluide des laves basiques, et très faibles par comparaison à d'autres éruptions. En outre leur spectre de fréquences est fort différent des séismes tectoniques; le train d'ondes S, notamment, possède des périodes allant jusqu'à 2 sec (L) contre environ 0,2 sec pour les chocs tectoniques (voir fig. 4, 5 et 6).

Cette caractéristique permet presque toujours de distinguer (à Lwiro) entre des tremblements en provenance de la région active et des tremblements venant par ex. des volcans « éteints », ces derniers ressemblant parfaitement à des séismes tectoniques. D'autre part, les séismes de la région active se distinguent presque toujours des phases S des chocs semi distants, dont le train d'onde est d'habitude plus long, même si le P est trop faible (Magnitude à partir de 1,2) (voir fig. 7).

La période prééruptive semble être marquée par les séismes à longue période déjà plusieurs mois à l'avance, sans toutefois permettre une prévision à long terme, (ces séismes apparaissant aussi pendant d'autres périodes, sans être suivis d'une éruption). Mais quelques 50 h avant la première éruption, au flanc nord du Nyamuragira débutait une série de chocs présentant les caractéristiques mentionnées ci-dessus, visibles à Lwiro, trop faibles pour être localisés entièrement avec 3 stations. Une deuxième série démarrait également une cinquantaine d'heures avant la 2ème éruption au Kitimbanyi (voir fig. 8). De cette 2ème série, une soixantaine de chocs ont pu être situés dans la région active (hachurée entre le Nyamuragira et le Kitimbanyi sur fig. 1) suivant localisation complète ou critères suffisamment certains (comme p. ex. aspect du train d'ondes et différence d'arrivées de phases entre Lwiro, Astrida et Rumangabo).

Prévision d'éruption

A partir du moment de leurs apparitions le nombre de séismes N de ces séries suit la loi

$$N = N_0 (1 - e^{-\alpha t}) \quad (1)$$

$N_0 - 1$ est le nombre total de chocs avant l'éruption, $\frac{1}{\alpha}$ le temps de relaxation et t le temps ($t = 0$ étant le début de la série).

Le temps de relaxation $\frac{1}{\alpha}$ est probablement en liaison avec les dimensions de la colonne de lave montante, dépendant sans doute ainsi que N_0 de la nature de la lave même et des conditions tectoniques, pendant que N_0 donne probablement des indications supplémentaires sur l'importance de l'éruption à suivre. L'énergie libérée par les chocs ne montre pas une corrélation aussi frappante avec ces temps d'éruption.

La précision avec laquelle les courbes expérimentales suivent cette formule théorique, est de quelques pourcents. Dès lors, il paraît possible d'établir une prédiction du temps d'éruption en partant du début de la courbe du nombre de séismes. Pour cela, il faut compter le nombre de chocs $N_2 - N_1$ et $N_3 - N_2$ dans deux intervalles de temps Δt égaux; de l'éq. (1) suit alors

$$\alpha = \frac{1}{\Delta t} \cdot \log \frac{N_2 - N_1}{N_3 - N_2}. \quad (2)$$

Comme le nombre N de chocs jusqu'à un certain temps t est également connu, l'équation (1) permet de calculer N_0 et le temps d'éruption t_E pour lequel nous supposons:

$$N_E = N_0 - 1 \quad (3)$$

Ce choix est arbitraire, mais si on prend $N_E = N_0$ on aboutira à $t_E = \infty$ ce qui ne possède aucun intérêt.

Application

Si on applique ce qui précède aux 2 éruptions successives, on obtient après 24 h ($\Delta t = 12$) du démarrage de chaque série (donc une trentaine d'heures à l'avance) les résultats suivants:

1) à partir de la courbe (a) (fig. 8) des chocs enregistrés à Lwiro et supposés avoir eu lieu dans la région active:

première éruption: $No = 20$ $\alpha = 0,0656$ $t_E = 46$ h

erreur: environ 2 h trop tard

deuxième éruption: $No = 102$ $\alpha = 0,0687$ $t_E = 67$ h

erreur: environ 13 h trop tard

Il est théoriquement clair que l'indication « trop tard » provient de chocs comptés mais qui ne sont pas dans les volcans actifs. Si on opère une réduction « du bruit de fond » pour la deuxième série, on obtient:

$No = 89$ $\alpha = 0,0760$ $t_E = 59$ h

erreur: environ 5 h trop tard

pour la première éruption le chiffre deviendrait insignifiant du au trop petit nombre de chocs

2) à partir de la courbe (b) des chocs dont la localisation par 3 stations est suffisamment sûre:

deuxième éruption: $No = 66$ $\alpha = 0,0831$ $t_E = 50$ h 1/2

erreur: 3 h 1/2 trop tôt.

L'indication « trop tôt » montre qu'un certain nombre de chocs dans la région active n'ont pu être localisés. Il s'ensuit que le nombre de chocs précédant la deuxième éruption est environ 75 à 80. Le début de chaque éruption a été pris comme début des oscillations harmoniques sur les enregistrements de Rumangabo.

Soulignons toutefois clairement que ceci n'est valable que si on admet que le petit nombre de chocs lus à Lwiro, démarrant le 6 août à 1 h 30 environ, et que nous supposons être dans la région active (au « bruit de fond » près) y sont réellement situés; sinon la deuxième série démarrant vers 20 h 30 appartiendra à la première éruption (vers 22 h) et les phénomènes demanderont une toute autre explication.

Compte tenu de l'importance des 2 éruptions (l'une n'ayant pas duré un jour, l'autre du 10 août au 21 novembre) nous avons admis que la première petite série est réelle et appartient à la première éruption.

Nous n'avons pas encore eu l'occasion de vérifier la précédente formule dans d'autres cas.

Conclusion

Les microséismes accrus d'une période de 0,7 sec à Rumangabo et les séismes faibles avec un train d'ondes S à assez longues périodes permettent de se rendre compte d'une activité dans la région volcanique, pouvant conduire à une éruption. Les 2 séries de séismes, débutant quelques 50 h avant chaque éruption, auraient pu permettre une prédiction, une trentaine d'heures à l'avance, avec une précision de quelques 10 % en temps, si la loi exponentielle gouvernant le nombre de chocs avait été connue. Ceci n'est valable que pour la seule éruption de 1958 et demande une vérification dans d'autres cas.

Discussion

J. JOLIVET: Est-ce que, pour parvenir à votre station d'enregistrement, les ondes ne doivent pas passer sous le lac Kivu?

E. BERG: Non, les ondes passent à côté. D'ailleurs nous avons des ondes qui proviennent de séismes au milieu du lac, d'autres qui sont passées plus à l'Est que les volcans actuellement actifs, d'autres qui sont passées dans la région des volcans éteints, enfin d'autres qui proviennent de plus de 100 km au Nord. Tous ces enregistrements diffèrent totalement et sans qu'il y ait un rapport avec les conditions de transmission entre les volcans et la station.

J. ROTHÉ: A quoi correspondent vos maxima d'enregistrements sismiques?

E. BERG: Chaque maximum correspond à des explosions plus ou moins violentes.

L. GLANCEAUD: Avez-vous trouvé des corrélations entre les séismes tectoniques et l'activité volcanique?

E. BERG: Non, aucune corrélation n'est établie actuellement.

J. JOLIVET: Le moment de l'éruption a-t-il été précisé autrement que par l'enregistrement?

E. BERG: Oui, il a pu être précisé à une heure près.

BIBLIOGRAPHIE

- 1) BERG Ed. - *Tectonique et Séismicité du Western Rift Valley* - Folia Scientifica Africae Centralis T. V., No. 1 (Mars 59).
- 2) DE BREMAECKER J. Cl. - *Seismicity of the West African Rift Valley* - Journal of Geophysical Research, Vol. 64, No. 11 (Nov. 59).
- 3) BERG Ed. - *Volcanic Eruption in the Belgian Congo* - Journal of Geophysical Research, Vol. 64, No. 5 (Mai 59).
- 4) GORSHKOV G. S. - *Gigantic eruption of Volcano Bezymianny* - Bulletin Volcanologique, Serie II, T. XX, 1959.
- 5) MINAKAMI T. - *On Explosive Activities of Andesitic Volcano and their forecasting phenomena* - Bulletin Volcanologique, Serie II, T. X, 1950.

BERG et TH. JANSSEN — *Microséismes et Séismes précédant l'éruption du Nyamuragira-Kitimbanyi (Afrique Centrale) 1958.*

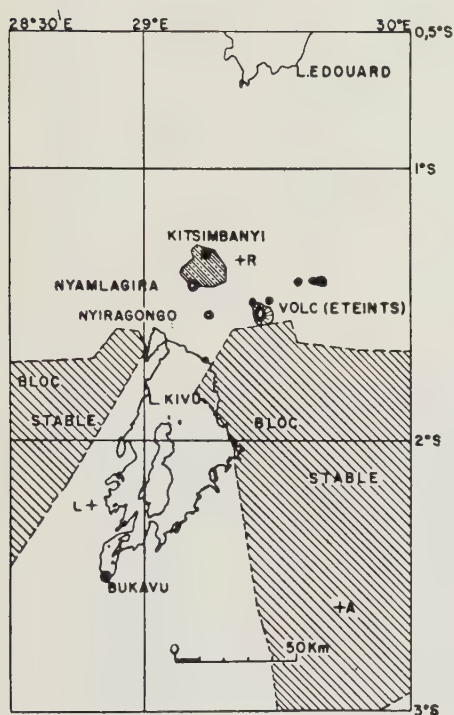


Fig. 1 - Situation de la région active en 1958 et les 3 stations sismographiques
Lwiro (L)
Astrida (A)
et Rumangabo (R)

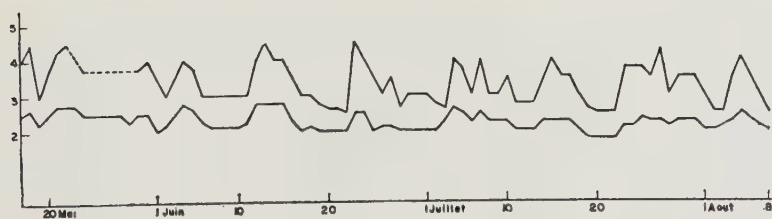
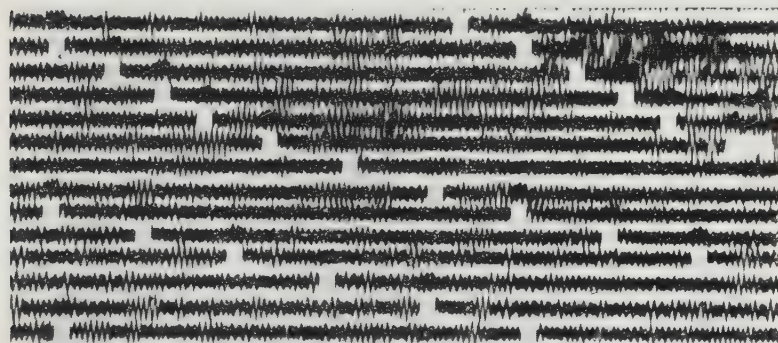


Fig. 2 - Niveau de microséismes à Rumangabo (en mm)
courbe sup.: maxima
courbe inf.: moyenne

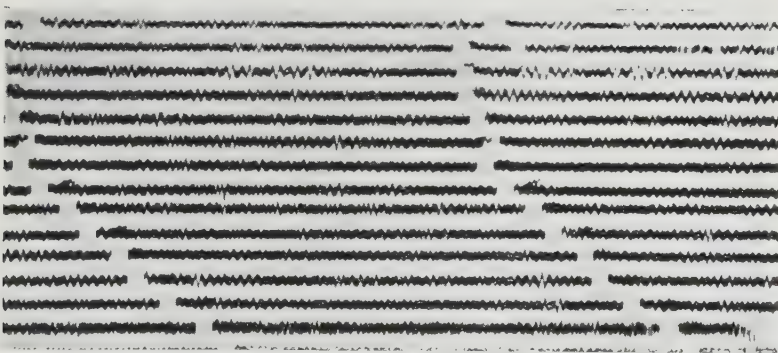
BERG et TH. JANSSEN — *Microséismes et Séismes précédant l'éruption du Nyamuragira-Kitimbanyi (Afrique Centrale) 1958.*



a) période calme (21-22 nov. 1959)



b) période de maxima (17-18 mai 1958)



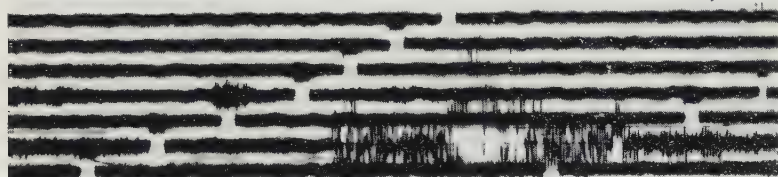
c) période de minima (8-9 juin 1958)

Fig. 3 - Microséismes à Rumangabo échelle 1:2
Marques de Temps de minute en minute

D. BERG et TH. JANSSEN — *Microséismes et Séismes précédant l'éruption du Nyamuragira-Kilzimbanyi (Afrique Centrale) 1958.*

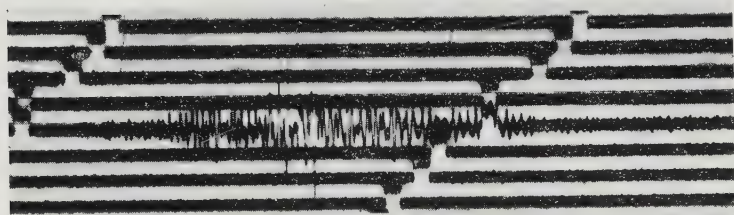


a) Z de Lwiro

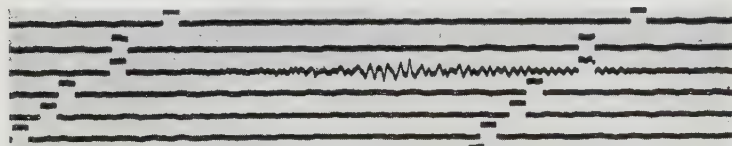


b) Z d'Astrida

Fig. 4 - Choc tectonique (6 août 1958, 04 h 38) Echelle 1:2



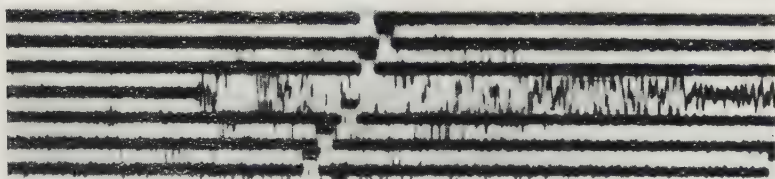
a) Z de Lwiro



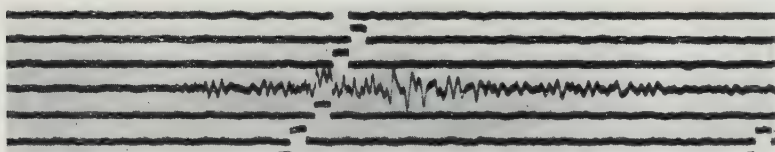
b) X de Lwiro

Fig. 5 - Choc région active avant éruption (19.7/14 h 21)

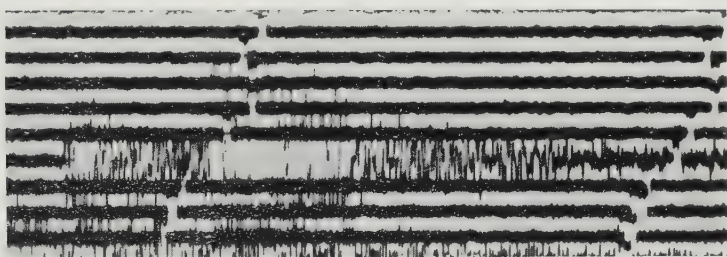
D. BERG et TH. JANSSEN — *Microséismes et Séismes précédant l'éruption du Nyamuragira-Kitzimbanyi (Afrique Centrale) 1958.*



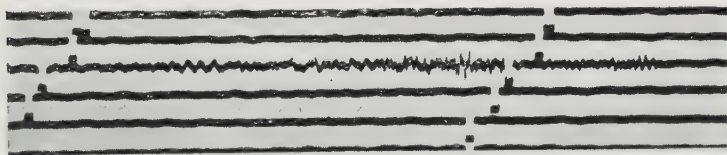
a) Z de Lwiro



b) X de Lwiro



c) Z d'Astrida



d) X d'Astrida

Fig. 6 - Choc volcans (7 août 21 h 28) Echelle 1:2

BERG et TH. JANSSEN — *Microséismes et Séismes précédant l'éruption du Nyamuragira-Kitzimbanyi (Afrique Centrale) 1958.*

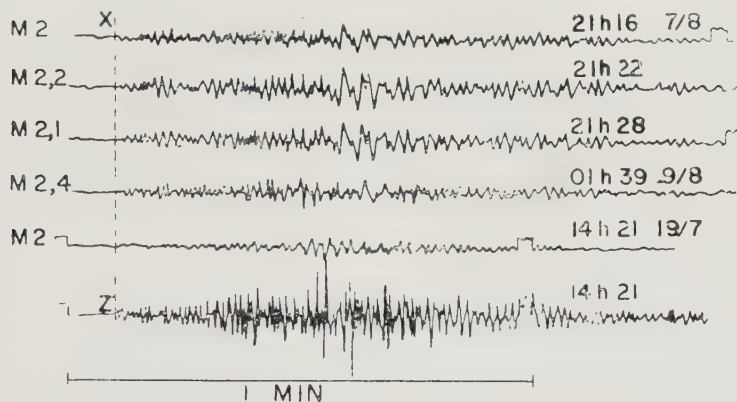


Fig. 7 - Comparaison de plusieurs chocs de la région active. Echelle 1:2 (redessinée à la main sur la disuse; comparez avec Fig. 5 et 6)

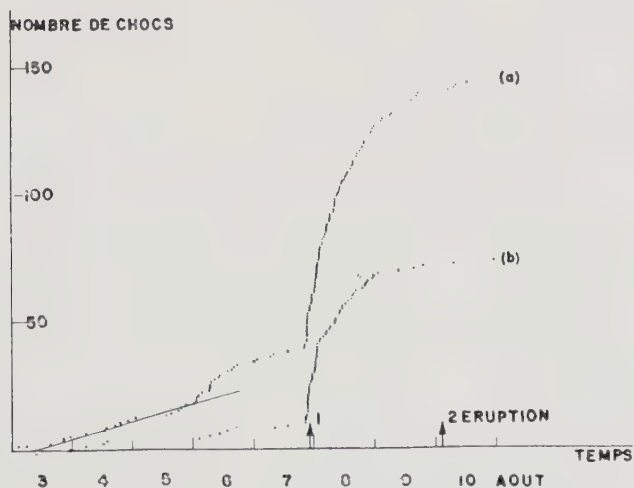


Fig. 8 - Nombre de chocs dans la région active

- lectures de chocs à Lwiro seul, supposés être dans la région active (contient forcément des chocs d'autres régions).
- chocs suffisamment sûrs dans la région active (déterminé avec les 3 stations).

H. TAZIEFF

Exploration Géophysique et Géochimique du Volcan Niragongo (Congo Belge).

I - Prélèvements de gaz

Le volcan Niragongo, chaîne des Virunga, Congo Belge, domine de 2000 m la région de Goma et de 2500 m celle de Rutshuru. Ce volcan contient un lac de lave permanent, le seul existant au monde depuis la disparition du lac incandescent du Halemaumau (Hawaii).

Le danger potentiel que ce volcan représente pour les populations avoisinantes nous ont poussés, depuis la découverte du lac de lave en 1948 lors de la 1^{re} descente à l'intérieur du cratère, à préconiser une surveillance et une étude poussées de ce volcan.

Une première expédition, dirigée par le Prof. I. DE MAGNÉE, réussit, en 1958, à descendre sur la 2^e plateforme du cratère et à déterminer les techniques de descente pour tenter d'atteindre les niveaux inférieurs de ce cratère composé de 3 puits emboîtés. En août 1959, sous la direction de P. EVRARD, une importante mission de géophysiciens, géochimistes et géologues put enfin approcher à loisir des parties actives du volcan: lac de lave et événements à gaz.

Outre la spectrographie (A. DELSEMME), la sismologie (Prof. SHIMOZURU et M. BERG), le magnétisme (M. BONNET), la photogrammétrie (Prof. WISER), la stratigraphie (A. MEYER), le paléomagnétisme (M. VERHAEGE) et la gravimétrie (MM. MATHIEU et WISER) il fut procédé à des mesures de températures dans le lac de lave et dans les bouches à gaz, ainsi qu'au captage de gaz pour analyses chimiques.

La technique utilisée pour ces échantillonnages est similaire à celle que M. le Doyen FABRE a adoptée pour les gaz des volcans antillais et que M. CHAIGNEAU a décrite. C'est-à-dire utilisation d'ampoules à vide, contenant ou non un réactif (CaC_2 ou P_2O_5) destiné à la fixation d' H_2O . Parallèlement, nous avons aussi employé de grosses ampoules (1000 cc) à robinets tarés à chaque extrémité, et qu'un bala-

yage préalable par les gaz à échantillonner « lavait » de toute trace d'air.

Ce balayage était soit provoqué par utilisation d'un soufflet à soupapes (dans le cas de fumerolles à pression modérée) soit naturel (dans le cas de fortes pressions).

La haute température des gaz échantillonnés (910° à 1030° C) nous avait déterminés à utiliser un tuyau d'acier inoxydable (éléments de 1m50 se vissant l'un à l'autre) intercalé entre l'évent (dans lequel l'extrémité aval était profondément insérée) et l'ampoule. Une longueur de 6m suffit à refroidir les gaz jusqu'à une trentaine de degrés centigrades pendant un balayage de plus de dix minutes.

Cinq fumerolles, parmi les plus importantes, ont été échantillonnées de la sorte. L'analyse chimique classique sera faite sous la direction de M. CHAIGNEAU.

Certains échantillons seront analysés au spectrographe de masse.

*
* *

Outre les travaux énumérés ci-dessus, certains aspects typiques des mouvements du lac de lave ont été enregistrés cinématographiquement afin d'en permettre l'analyse ultérieure.

*
* *

Les importantes missions de l'I.R.S.A.C. (Institut pour la Recherche Scientifique en Afrique Centrale) et du C.N.V. (Centre National de Volcanologie) ont ainsi ouvert la voie à l'étude approfondie du volcanisme très actif de la chaîne des Virunga, prolongement occidental de la région volcanique de Bufumbira jadis décrite et étudiée du point de vue pétrographique et chimique par COMBE, HOLMES et SIMMONS.

II - Études spectrographiques de M. A. DELSEMME

Au cours de la mission préliminaire mise sur pied en 1958 et dirigée par le Prof. I. DE MAGNÉE, M. A. DELSEMME, astrophysicien (IRSAC, Directeur de l'Observatoire d'Elisabethville) avait fait une première tentative de spectrographie de flammes volcaniques dans l'ultra-violet. Les mauvaises conditions atmosphériques d'une part,

l'éloignement relatif (300 à 350 m.) des flammes de l'autre, ne permirent pas d'obtenir de résultats intéressants.

La mission d'août 1959, organisée conjointement par l'IRSAC (Président Roi LÉOPOLD de Belgique) et le nouveau Centre National de Volcanologie (Président: Prof. I. DE MAGNÉE) et dirigée par M. P. EVRARD, Ing. géologue, a permis d'atteindre le fond du cratère, la rive du lac de lave actif et les événements à flammes. M. A. DELSEMME a pu dès lors procéder à l'exposition de 5 spectrogrammes, dont les deux derniers lui ont donné satisfaction. L'action des gaz acides ayant rongé l'acier de la fente du spectrographe, la suite des enregistrements a dû être reportée à l'expédition suivante.

M. A. DELSEMME vient de nous communiquer par lettre les premiers enseignements tirés des spectres ainsi photographiés (qui sont les premiers jamais obtenus, dans l'ultra-violet, sur des flammes volcaniques):

« Les spectres pris au Nyiragongo contiennent trente bandes distinctives. A part le doublet du sodium, deux bandes floues vers 6400 et 6600 Å, trop diffuses pour être mesurées avec précision, et une bande de 4046 Å non encore identifiée, les vingt-cinq autres bandes proviennent toutes de la molécule diatomique CuCl (il s'agit bien du radical libre qu'il ne faut pas confondre avec CuCl_2). Comme c'est souvent le cas en spectroscopie, un tel spectre nous renseignera également sur les conditions physiques qui existent dans la flamme. Il est dès à présent remarquable de signaler que l'excitation du spectre de CuCl n'est facilement obtenue en laboratoire qu'en présence d'azote actif, ce qui aurait tendance à confirmer les résultats un peu vagues obtenus par J. VERHOOGEN et interprétés par M. SWINGS comme provenant d'une molécule d'azote excitée à 9,5 eV au moins ».

Ce radical Cu pourrait expliquer les flammes vert-pomme, fugaces et abondantes, que nous avons pu observer tant à la surface du lac, qu'à l'orifice du tunnel qui, à chacune de ses extrémités, permet l'engloutissement des courants de lave.

H. AMORIM FERREIRA

Notice sur deux manifestations récentes d'activité volcanique dans le territoire de Portugal.

(présentée par le Service Météorologique National)

Il y eut récemment deux manifestations d'activité volcanique dans les archipels portugais du Cap Vert et des Açores, dans l'Atlantique Nord. Le Service Météorologique National, qui a la responsabilité des activités géophysiques dans le territoire national de Portugal en Europe et outre-mer, a suivi les deux éruptions sous les aspects dont il est responsable, en collaboration avec d'autres services d'Etat en entités intéressées.

I - Volcan de Fogo

(14° 56' N; 24° 22'W; 1900 m)

L'éruption, dans le sommet de la montagne de l'île Fogo (archipel du Cap Vert), a commencé le 12 Juin 1951, précédée par des séismes forts et des tremblements volcaniques. Des observations visuelles et photographiques ont été prises pendant la phase active de l'éruption, qui a duré environ deux mois.

Une mission scientifique organisée par les services de l'Etat portugais, dont un géophysicien du Service Météorologique, a parcouru pendant un mois (4 Décembre 1952 - 4 Janvier 1953) la région affectée, ou persistaient les manifestations secondaires de l'éruption. Des mesures géomagnétiques et de la température des gaz des fumaroles ont été faites.

Publications:

PASTOR (F.J.F.) - *Relatorio* - Publ. Serv. Meteorol. Nac., Lisboa/REL 49/1954/8 p.

RIBEIRO (O.) - *A ilha do Fogo e as suas erupções* - Lisboa 1954/319 p.

II - Volcan de Capelinhos

(38° 36' N; 28° 50' W)

Les premières manifestations d'une éruption volcanique sous-marine, environ 400 mètres vers le nord-ouest du phare de Capelinhos (île Faial, Açores), ont été observées à 9 h (T.M.G.) du 27 Septembre 1957, précédées par une série de secousses sismiques qui ont commencé à 13 h 30 m (T.M.G.) du 25. À partir de 3 h (T.M.G.) du 29 l'éruption prit un caractère violent, avec explosions par intervalles de 16 secondes (en moyenne), projection de matériaux solides jusqu'à 400 mètres de hauteur et formation de gros nuages. Dans la matinée du 30 Septembre un îlot a commencé à sortir de la surface de la mer; le lendemain il avait déjà 600 mètres environ de diamètre et 30 mètres de hauteur; plus tard il s'est relié à l'île Faial.

La phase active de l'éruption, qui dura environ un an, a été suivie continuellement par des observations visuelles et photographiques. Des missions scientifiques, organisées par les services de l'Etat portugais et par d'autres entités intéressées, ont visité l'île Faial.

La surveillance géophysique de la région est assurée par la division du Service Météorologique National dans l'archipel des Açores, comme suit:

a) station sismographique principale à Ponta Delgada (San Miguel); un sismographe à Angra do Heroísmo (Terceira) et un autre à Horta (Faial);

b) observatoire géomagnétique à San Miguel; stations géomagnétiques permanentes à Angra et Horta;

c) réseau permanent d'observations de température du terrain en profondeur.

Publications déjà parues:

DIAS (A.A.M.) - *Nota sobre o mecanismo sísmico e eruptivo na região dos Açores* - Publ. Serv. Meteorol. Nac., Lisboa/MEM 102/1957/3 p.

DIAS (A.A.M.) - *A crustal deforming agent and the mechanism of the volcanic activity in the Azores* - Bull. Volcanol., Napoli 21/1959/95-102.

FERREIRA (O.V.) - *A erupção do vulcão dos Capelinhos* (Faial, Açores) - Bol. Soc. Geog., Lisboa 75/1957/355-359.

KNECHT (S.) - *Am jüngsten Fenerberg der Erde: Der Vulkan von Capelinhos* Kosmos 55/1959/93-98.

MACHADO (F.) - *Actividade vulcanica da ilha do Faial* - Atlantida Angra do

Heroismo 2/1958/225, 305; 3/1959/40, 153.

PARSONS (W.H.) et MULFORD (J.W.) - *Capelinhos Volcano, Fayal Island, Azores* - Cranbrook Inst. Sci. News Letter 28/1958/10-21.

RIBEIRO (O.) et BRITO (R.S.) - *Primeira notícia da erupção dos Capelinhos na ilha do Faial* - Naturalia, Lisboa 7/1957-58/33 p.

SCOFIELD (J.) - *A new volcano bursts from the Atlantic* - Nat. Geogr. Mag., Washington 113/1958/735-757.

TAZIEFF (H.) - *L'éruption 1957-58 et la tectonique de Faial (Açores)* - Bull. Soc. Géol. Paléont. Hydrol., Bruxelles 67/1958/13-49.

G. ZBYSZEWSKI (1)

L'éruption du Volcan de Capelinhos (Ile de Faial, Açores).

(Avec 1 planche)

I - La structure volcanique de l'Ile de Faial

L'élément volcanique le plus important de l'île de Faial est le Massif de la Caldeira, dont le point culminant (Cabeço Gordo) atteint l'altitude de 1043 m.

Ce volcan a formé une île primitive, qui fut augmentée plus tard par des éruptions secondaires sur sa périphérie.

Le cratère du volcan de la Caldeira a une profondeur de 470 m et un diamètre de 2 km.

Le Massif est surtout constitué par des laves andésitiques et par des projections. Mais sur le bord Sud du cratère (Altar), on observe, en outre, une lave trachytique présentant une disjonction en prismes.

Le fond de la Caldeira est en partie occupé par une lagune en voie de disparition, dominée sur sa rive ouest par un petit cône volcanique, ayant donné une coulée de latites et dont le cratère a un diamètre de 150 m et une profondeur de 30 m.

Plusieurs fumerolles alignées le long d'une fracture sont en fonctionnement sur les rives de la lagune depuis le grand séisme de Mai 1958.

Les versants extérieurs du volcan de la Caldeira sont recouverts par une épaisse série de projections. Un dense réseau de ravinements les entaille et présente un dispositif rayonné autour du cratère central.

La plupart des foyers volcaniques secondaires qui ont existé sur les versants du Massif de la Caldeira ont disparu sous les projections modernes. Un certain nombre d'appareils plus ou moins endomagés on cependant subsisté. Nous citerons ainsi, au Nord-Ouest, les cônes

(1) Géologue des Services Géologiques du Portugal.

de Rinquim (543 m); au Nord, ceux de Cabeço do Chão (738 m), Cutelo (303 m), Cabeço dos Covões (277 m) et Alto da Baleia (147 m); au Sud, ceux de Cangueiro (708 m), Queimadas (670 m), Cabeço da Granja (309 m), Tronqueiras (283 m), Cerrado Grande (247 m), Calço do Ferreiro, etc.

Tous ces volcans sont andésitiques. Mais on connaît dans la région plusieurs filons trachytiques d'orientation NNW-SSE.

La pointe de Castelo Branco (147 m) est un ancien volcan trachytique, ayant conservé son cratère.

La région située à l'Est du Massif de la Caldeira présente un dispositif en marches d'escalier. Il s'agit d'une alternance de croupes et de vallées, longées par des failles d'orientation NW-SE et dont quelques unes sont encore actives, ainsi qu'on a pu l'observer au cours du grand séisme de Mai 1958.

C'est entre Feteira, Flamengos et Horta que se trouvent les centres volcaniques les plus modernes et les plus importants de cette région: volcans de Quinta de S. Lourenço (204 m), de Conceição (113 m), Cabeço do Dr Neves (191 m), Monte Carneiro (267 m), Monte das Moças (69 m), Monte Queimado, Monte da Guia (145 m), Portela (228 m). Presque tous ont donné des coulées d'andésites péridotiques. Cependant l'on connaît aussi dans la même région quelques émissions de dolérites et de basaltes. Une cheminée trachytique est connue à l'Ouest de Pedro Miguel (Pedreira da Pedra Branca).

La partie occidentale de l'île de Faial est constituée par la péninsule de Capêlo. Son axe est occupé par une chaîne de volcan greffée sur le versant occidental du Massif de la Caldeira et qui s'étend vers l'Ouest en droite ligne jusqu'au volcan de Capelinhos.

Cette chaîne comprend d'Est en Ouest les appareils suivants: Cabeço dos Trinta (762 m), Cabeços do Pacheco (582 m), Cabeço Verde (571 m), Pingarotes (540 m), Cabeço do Fogo (571 m), Cabeços do Garcia (582 m), Cabeço dos Caldeirões (310 m), Cabeço do Manuel Gato (287 m), Cova da Capitoa (340 m), Cabeço do Capêlo (488 m), Furna Ruim (390 m), Caldeirão (385 m), Cabeço do Canto (366 m), Caldeirinhas (182 m), Costado da Nau (181 m) et Volcan de Capelinhos.

La plupart de ces appareils ont donné des laves, les unes andésitiques et les autres basaltiques qui ont coulé soit vers le Nord soit vers le Sud. Quelques uns n'ont donné que des projections.

Les dernières éruptions connues, celles de Cabeço do Fogo et du

Picarito qui datent de 1672. Leurs laves ont inondé, au Nord, toute la région comprise entre Cruzeiro Norte, Norte Pequeno, Fajã et Praia do Norte. Au Sud les laves du Cabeço do Fogo ont atteint la côte en recouvrant la région comprise entre Cruzeiro Sul, Ponta da Confraria, Areeiro et Varadouro.

Le volcan de Capelinhos, surgi en mer dans le prolongement de la chaîne citée, est né sur l'emplacement d'un ancien appareil détruit, dont les derniers restes étaient représentés par les îlots de Capelinhos et par la falaise du Costado da Nau.

II - Tectonique

L'île de Faial est coupée par un important réseau de failles d'orientation NW-SE, qui ont donné lieu, dans la partie orientale de l'île, à la formation d'un graben en marches d'escalier (Graben de Pedro Miguel).

Dans la partie centrale de l'île, le Massif de la Caldeira est localisé sur le passage de ces fractures.

L'étude de la partie occidentale de l'île de Faial a montré que le dispositif en graben y existait aussi. En effet deux zones de fractures y ont été mises en évidence après le séisme de Mai 1958, toutes les deux ayant une orientation NW-SE.

Au Nord, une importante fracture ouverte sur le flanc droit de la vallée de Ribeira das Cabras, était relayée vers l'Est par une autre, qui atteignait le bord du grand cratère de la Caldeira. Une troisième fracture, plus ou moins parallèle aux précédentes, traversait le village de Praia do Norte et se prolongeait elle aussi au SE jusqu'au cratère de la Caldeira. A son extrémité opposée elle disparaissait au milieu des coulées scoriacées de Fajã.

Ces trois fractures ont donné lieu à des affaissements vers le Sud. Une deuxième zone de fractures a été observée plus au Sud le long de la chaîne des volcans modernes (Serra do Governador).

C'est ainsi que l'une de ces fractures a été suivie entre Cruzeiro Norte, Cabeço dos Trinta, Lomba do Meio, Cabeço Gordo et la route du Miradouro da Caldeira.

Une autre a été observée entre Ribeira do Cabo, Lomba de Baixo, Cabeço Redondo et Cabeço Gordo, où elle se raccorde à la première.

Un rameau s'en détache à Lomba de Baixo et semble la raccorder à la fracture de Lomba da Cruz située au Sud-Est.

Toutes ces fractures ont donné lieu à des affaissements vers le Nord.

D'après l'Ingénieur Frederico MACHADO, qui a fait exécuter une révision sommaire des principaux points trigonométriques de la région, après le séisme de Mai 1958, il y aurait eu un affaissement général de la zone centrale, située entre Praia do Norte, le cratère de la Caldeira, Lomba de Baixo et Cabeço do Fogo.

Cet affaissement aurait atteint une valeur maximum de 2m. Au contraire les régions situées au Nord et au Sud de la zone affaissée, auraient subi un soulèvement d'une valeur maximum de 1m à 1m50.

L'observation du marégraphe de Varadouro a montré un soulèvement de l'ordre de 0m60 sur la côte Sud de l'île, tandis que la côte Nord se serait soulevée, elle aussi, de 0m60 à 0m70 auprès de Fajã.

Comme il a été dit, l'ouverture de fissures sur le fond du cratère de la Caldeira eût comme conséquences l'assèchement partiel de la lagune et l'ouverture des chaudières naturelles actuellement en activité.

Si nous examinons maintenant le comportement des failles de la partie orientale de l'île, nous remarquons que celle de Espalhafatos a joué, en provoquant quelques destructions sur son passage et en ouvrant une crevasse au SW du signal géodésique.

La faille qui limite au Sud la croupe de Galego, a joué dans sa partie occidentale, autant que l'on peut en juger par l'ouverture de deux importantes fissures dont une a coupé la route au SW du signal géodésique de Fontainhas, en y donnant un rejet de 0m50.

Les deux fractures, déjà citées de Lomba do Meio et de Lomba de Baixo, se sont réunies sur le Lombo Gordo en contournant son sommet par le Nord et en se prolongeant ensuite vers l'Est, jusqu'à la route du mirador de la Caldeira.

Il est possible que la fissure observée dans les tranchées de la nouvelle route de Horta à Ribeira Funda, au Nord du croisement avec celle de la Caldeira, en soit le prolongement. Elle montre que la faille qui longe le gradin de Milhafres et de Espalamaca a rejoué légèrement.

Enfin, comme il a été dit, la faille qui passe au pied du gradin

de Lomba da Cruz a joué sur presque toute sa longueur depuis le cône volcanique de Canguero jusqu'à Cruz do Bravo.

Les failles de l'île de Faial se prolongent, au SE, dans l'île de Pico qui n'est séparée de l'île de Faial que par un simple bras de mer. Le volcan principal de Pico (2345 m) a dû se former, lui aussi, comme celui de la Caldeira, sur le passage du même graben.

Pendant la période qui s'étend entre 1931 et 1940 les îles de Faial et de Pico ont ressenti 21 secousses sismiques annuelles parmi lesquelles beaucoup d'intensité IV. A diverses reprises les séismes ont atteint le degré X dans l'échelle de Mercalli. Leurs épacentres se trouvent localisés dans deux zones différentes. L'une d'elles correspond au bras de mer qui sépare l'île de Faial de celle de Pico (séisme de Août 1926) la deuxième se situe dans la partie occidentale de l'île.

Les effets de ces séismes, comme celui de 1926, sont parfois catastrophiques. Celui de Mai 1958 a ruiné, à peu près complètement, les villages de Praia do Norte et de Ribeira do Cabo, tandis que d'autres comme Norte Pequeno, Capelo, Ribeira Funda, Espalhafatos, Flamengos, etc. ont été un peu moins atteints.

Il s'agit d'un séisme de réajustement qui a marqué un changement brusque dans l'activité du volcan de Capelinhos, les phénomènes effusifs ayant augmenté soudain dans des proportions extraordinaires et les phénomènes explosifs ayant diminué d'autant.

III - L'éruption du volcan de Capelinhos

Entre le 16 et le 27 Septembre 1957, l'île de Faial fut ébranlée par plus de 200 secousses sismiques dont l'intensité ne dépassa pas le degré V de l'échelle de Mercalli.

Les dernières se superposèrent à un tremblement de terre volcanique presque continu, dont l'épicentre se situait au voisinage du phare de Capelinhos, à l'extrémité occidentale de l'île.

Le 27 Septembre vers 7 heures du matin une tache claire apparut à la surface de l'océan, à un kilomètre environ à l'Ouest du phare. Les séismes avaient cessé, mais les vibrations d'origine volcanique continuaient à se faire sentir.

Peu à peu des fumées blanches commencèrent à l'élever au dessus de l'eau, accompagnées par des jets de pierres et de scories. Bientôt, quatre bouches se trouvèrent en fonctionnement simultané sur une distance de 250 m, le long d'un alignement WSW-ENE.

Le 28 Septembre toutes les bouches étaient réunies en une seule. Le 29 le contour d'une nouvelle île commençait à se dessiner, le diamètre du cratère atteignant déjà 500 m.

De très forts orages, accompagnés de décharges électriques, d'averses, et de pluies de cendres se produisaient. Un nouveau volcan était né.

L'éruption qui ne s'est terminée que le 25 Octobre 1958 se divise en trois périodes successives:

1° - Entre le 27 Septembre et le 5 Novembre 1957, la naissance du volcan est suivie par l'apparition d'une île (Ilha Nova) qui croît en hauteur. Les éruptions se succèdent, atteignant leur paroxysme le 26 Octobre. Après cette date le rythme de l'éruption se modifie brusquement. L'activité volcanique baisse et des effondrements successifs provoquent en peu de jours la disparition de cette première île.

2° Entre le 6 Novembre 1957 et le 12 Mai 1958, l'activité volcanique reprend et se développe. Une nouvelle île se forme et se raccorde progressivement à la côte de l'île de Faial. Les phénomènes éruptifs croissent et prennent une ampleur extraordinaire. Leur régime se maintient ainsi jusqu'au 12 Mai 1958, date à laquelle brady-séisme provoque un changement total dans le style de l'éruption.

3° - Après le 12 Mai, l'activité effusive a augmenté dans des proportions considérables, l'activité explosive diminuant d'autant.

Enfin après une émission désordonnée de laves au cours des mois de Septembre et Octobre, l'éruption s'est terminée soudain le 25 Octobre 1958.

Dans les pages qui suivent les phénomènes volcaniques seront analysés selon la méthode de PERRET (1914), qui distingue sept phases volcaniques différentes.

1) Période du 27 Septembre au 5 Novembre 1957

Phase explosive.

L'entrée de l'eau de mer dans le cratère a contribué à donner un aspect très particulier à l'éruption qui pendant toute cette période fut silencieuse.

D'abondantes fumées blanches sortaient du cratère formant souvent un panache blanc en forme de cumulo-nimbus qui s'élevait jusqu'à près de 4000 m de hauteur.

De légers effets explosifs avec bouffées, anneaux et tourbillons pouvaient être observés pendant les phases calmes.

Pendant les périodes explosives fortes, les fumées blanches étaient substituées par des nuages noirs ou bruns chargés de cendres, dont quelques uns très lourds, roulaient sur les flancs du volcan pour s'étaler ensuite sur l'océan.

Parfois un rugissement sourd sortait du cratère, tandis que des ondes de concussion aérienne faisaient vibrer les portes et les fenêtres sur une grande distance autour du volcan.

La phase explosive atteignit son paroxysme le 24 Octobre à 13 heures, lorsqu'une explosion monstre se produisit. Cette dernière semble avoir brisé le rythme de l'éruption. En effet, au cours des jours suivants, les jets de scories diminuèrent de hauteur, n'atteignant plus que 15m les 30 et 31 Octobre. Cependant l'activité volcanique reprit peu après. C'est ainsi que le 1 Novembre la hauteur des jets atteignit 50 m. Le jour suivant 84 jets montèrent à plus de 100 m. Enfin le 3 Novembre 4 jets se sont élevés à plus de 200 m. Une deuxième île s'est formée, mais l'activité éruptive ayant diminué de nouveau, cette île disparut à son tour le 5 Novembre.

Phase fragmentaire A.

Elle correspond aux produits issus de la lave active. On a pu observer ainsi la présence de sables vitreux, de lapillis, de scories, de bombes volcaniques et de ponces, ces dernières formant une sorte d'écume jaunâtre à la surface de la mer.

La présence de gouttelettes fusiformes ou « micro-bombes » indiquait la grande fluidité de la lave et sa présence à faible profondeur dans la cheminée du volcan. Des jets de pierres et de scories incandescentes ont été observés à diverses reprises.

Phase fragmentaire B.

Elle correspond aux produits non lumineux ou partiellement lumineux. Pendant les périodes explosives de grands jets cypressoides de scories noires ou brunes, de cendres et de blocs divers se sont élevés au dessus du cratère. Entre le 21 et le 24 Octobre la chute de telles projections a été fréquente autour du phare, sur le Costado da Nau et dans la zone de Porto do Comprido. Parmi les blocs, souvent volumineux, arrachés à la cheminée volcanique, on a observé des an-

désites, des basaltes et des conglomérats à éléments éruptifs bien roulés.

Des « Pinos » de cendres ont été observés. Les pluies de cendres ont été intenses les 22 et 24 Octobre. Une abondante pluie de boue s'est abattue sur la région le 21. Ce jour là, la hauteur des précipitations fut de 106,4 mm avec 8 mm de cendres.

Phase effusive.

Elle fut marquée seulement les 26 et 27 Octobre par des pseudo-flammes et par une luminosité dans l'intérieur du cratère, en même temps que par des projections de pierres et de scories incandescentes.

Phase électrique.

Des éclairs linéaires et stellaires ont été observés avec fréquence. Ils étaient accompagnés par des décharges sèches, des craquements et parfois, par des grondements de tonnerre.

Phase solfatarienne.

Elle est limitée à quelques activités fumerolliennes occasionnelles, ainsi qu'à des émissions, parfois assez fortes, de gaz sulfureux et sulfhydriques, dont l'odeur caractéristique se propageait au loin.

Phase séismique.

Cette phase a été caractérisée, entre les 16 et 27 Septembre, par plus de 200 secousses prémonitoires, dont l'intensité ne dépassa pas le degré IV de l'échelle de Mercalli. Les épicentres des premiers séismes étaient localisés dans la partie orientale de l'île. Mais à partir du 20 Septembre la fréquence des secousses ayant augmenté, les épicentres se fixèrent à l'extrémité occidentale de l'île, dans la région avoisinant le phare de Capelinhos.

Le 24 Septembre, les secousses ne dépassèrent pas le degré 2. Le jour suivant 12 secousses d'intensité 3 furent senties. Le 26 Septembre il y en eut 40 d'intensité 4. Le 27 à partir de 0 heure, le tremblement de terre devint continu. Plus tard dans la matinée, les séismes cessèrent avec le commencement de l'éruption. Mais les vibrations d'origine volcanique continuèrent avec une intensité variable. Après le 27 Septembre les secousses devinrent rares et peuvent être rangées dans la

catégorie des séismes concomitants. Le 28 il y en eût 5 d'intensité 4. Les 3, 14, 15 et 17 Octobre il n'y eut plus qu'un seul séisme par jour, d'intensité 3.

Les vibrations cependant continuèrent avec un caractère constant, spécialement pendant les périodes explosives. Elles furent particulièrement fortes pendant l'éruption monstre qui se produisit le 24 vers 13 heures.

Les 30 et 31 Octobre une vibration constante fut sentie dans la zone du phare, arrivant à atteindre l'intensité d'un séisme du degré 2. Cette vibration a accompagné les variations de l'intensité de la phase explosive.

Phase de dégradation.

Il est difficile d'avoir une idée nette de l'importance de cette phase au début de l'éruption, non seulement à cause des difficultés d'observation mais aussi en raison de l'action des vagues qui rongeaient la base du cône volcanique et facilitaient les éboulements.

La phase de dégradation, marquée par des tassements, des glissements, des avalanches sèches et des coulées de boue, s'est amplifiée d'une manière assez soudaine à partir du 24 Octobre. Ce jour là un grand écroulement se produisit à la partie supérieure du versant SE. Puis, après l'éruption monstre qui eût lieu vers 13 heures, un affaissement interne donna lieu à la formation d'une dépression en forme d'entonnoir, dont le diamètre atteignit environ 50 m et qui disparut le lendemain, comblée par les chutes de cendres et de scories.

Le 26 un nouvel affaissement se produisit sur le versant SE du volcan, formant une dépression en forme de calotte sphérique. A 13 h 15 le flanc Est du volcan commença à s'effondrer, tandis que la dépression citée s'approfondissait en prenant la forme d'un entonnoir.

A 16h20 le fond de celle-ci s'étant trouvé en dessous du niveau de la mer, l'eau y pénétra en produisant un grand tourbillon en sens contraire des aiguilles d'une montre. A 16h45 la dépression était pleine d'eau. Un petit golfe se forma ensuite, ouvert vers le SW.

Le 27 Octobre à 13h20 un effondrement de falaise provoque une grande vague qui se propagea jusqu'au Porto do Comprido. Une large baie se forma du côté Sud. A 23h50 le flanc Est du volcan s'effondra. Plus tard, dans la nuit, le flanc Sud s'écroula à son tour.

Le 1 Novembre, entre 23 et 24 heures, ce qui restait du flanc

Sud du volcan disparut dans la mer. Le 3 les derniers restes de l'appareil avaient complètement disparu.

Le 4 Novembre une nouvelle île se forma atteignant 7 m de haut et disparut à son tour le jour suivant.

2) Période du 6 Novembre 1957 au 12 Mai 1958

Le début de cette période correspond à une reprise de l'activité volcanique selon le processus observé lors de la naissance du volcan. Une troisième île surgit de l'océan et se trouva bientôt raccordée à la côte de Faial par une langue de sable volcanique noir. Le volcan s'individualisa nouvellement. Plus tard son cratère se ferma empêchant l'entrée de l'eau de mer. L'aspect de l'éruption se modifia et devint franchement strombolien.

Phase explosive.

Le 5 Novembre on ne voyait que des tourbillons sur l'emplacement de l'ancien cratère. Des petites explosions commencèrent ensuite à se produire projetant des scories d'abord à 50 m, puis à 100 m et enfin à 350 m ou 400 m.

Au début quelques fumées s'élevèrent audessus de l'eau. Plus tard, elles formèrent à nouveau un panache blanc en forme de cumulonimbus. Les fumées blanches ont été surtout abondantes en Février et en Mars 1958. Pendant les périodes d'activité les fumées blanches se trouvaient substituées par des fumées brunes.

Des gaz enflammés et de vraies flammes ont été observées à diverses reprises et notamment le 1 Février. Des vapeurs et des fumées bleues, transparentes, ont été vues en diverses occasions, s'élever au dessus du cratère et spécialement le 31 Janvier et le 21 Avril.

Les explosions fortes ont été constantes pendant les phases de grande activité volcanique, provoquant des effets de concussion aérienne, surtout pendant la période au cours de laquelle l'eau de mer n'eût plus accès dans le cratère.

Des effets explosifs légers, tels que des bouffées, des anneaux, des tourbillons, etc. ont été vus en diverses occasions.

Des grondements souterrains ont été entendus à diverses reprises.

Phase fragmentaire A.

Ce n'est qu'après le 17 Décembre que des phénomènes se rapportant à cette phase ont été observés.

Pendant les périodes d'activité effusive, des fontaines de laves ont fonctionné à diverses reprises. Les 17 et 18 Décembre 1957 il y en eut 7 au début de l'éruption et deux à la fin. D'autres fontaines de lave ont été notées les 1 et 3 Février. Le 23 Avril il y en eut 5.

Les projections rejetées par le volcan, comprenaient comme pendant la période précédente des sables vitreux, des lapillis et des scories. Les bombes étaient très nombreuses, les unes grandes et les autres petites, ayant parfois la dimension de gouttelettes. Les matériaux ponceux étaient abondants et flottaient à la surface de l'océan formant une écume jaunâtre.

Phase fragmentaire B.

La force des explosions donnait des jets de scories noires ou brunes accompagnées de cendres jusqu'à une hauteur souvent considérable. Ces projections en retombant sur les versants du cône volcanique augmentaient la hauteur de ce dernier.

Les éjections prenaient généralement la forme de jets cypressoides dont les pointes portaient des bombes volcaniques ou de grands blocs arrachés à la cheminée du volcan.

Plusieurs maxima de l'activité explosive ont été enregistrés en Novembre et Décembre. C'est ainsi que le 17 Novembre les jets atteignirent une hauteur de 600 à 700 m. Le 28 Novembre ils atteignirent 700 à 800 m.

La durée des phases explosives fortes est allée en augmentant elle aussi. Le 7 Décembre une éruption a duré près de 3 heures, tandis que les jets atteignirent 1250 m de hauteur. Le 11 du même mois les jets montèrent à 1000 m. Le maximum atteint en Janvier fut de 900 m, en Février il fut de 1300 m, en Mars de 1800, en Avril de 950 m et au début de Mai de 750 m.

La durée des éruptions fut de 4 heures et demie le 21 Janvier, de 9 heures le 28 Janvier, de 11 heures le 24 Février et de 6 heures en Mars.

Les projections de blocs anguleux ont été très fréquentes. Des blocs pesant 50 kgs sont tombés autour du phare de Capelinhos, sur le Costado da Nau, ainsi qu'à Porto do Comprido.

Les pluies de cendres ont été nombreuses, denses et abondantes, le 15 et 16 Décembre les cendres et les scories tombées autour du phare atteignirent une épaisseur de 0m,30. Avec des vents d'Ouest les pluies de cendres s'étendirent à une grande partie de l'île, détruisant les cultures et les pâturages.

Le 17 Novembre les cendres recouvrirent une zone de 20 km à l'Est du volcan. Le 10 et le 11 Décembre, en 24 heures une épaisseur de 10 cm, 5 de cendres couvrit la région de Castelo Branco. Plus tard à diverses reprises, les pluies de cendres s'étendirent à l'ensemble de l'île de Faial, comme par exemple le 9 Février.

Des pluies de boue se sont produites à diverses reprises. Le 9 Décembre elles atteignirent Feteira. Le 31 Décembre elles ont été très abondantes. Le 8 Avril elles ont été accompagnées par des averses d'une violence exceptionnelle.

Phase effusive.

Au début de la période considérée cette phase a été représentée seulement par une luminosité dans le cratère et par l'expulsion de scories et de blocs incandescents.

La luminosité intracratérianne a beaucoup varié par la suite. Elle a été moyenne à forte entre le 17 et le 24 Décembre, faible à moyenne entre le 1 et le 18 Janvier, très forte les 20, 21 et 22, pour redevenir faible du 23 au 28. A partir de cette date la luminosité a été forte les 1, 5, 7, 17, 20, 24, 25 et 28 Février. En Mars et en Avril elle a été faible.

Des émissions de laves basanitoides se sont produites les 17, 18, 22 et 23 Décembre, le 1 Février et les 23 et 24 Avril 1958. Il s'agit de coulées intracratérianes (y inclus les lacs de lave), de coulées terminales et de coulées latérales.

Phase électrique.

Des éclairs linéaires et stellaires ont été observés pendant les périodes de fortes éruptions. Ils ont été accompagnés par des craquements secs et par des grondements sourds. Les principaux phénomènes de ce type ont été observés les 15, 21, 24 et 26 Janvier et les 1 et 2 Février 1958.

Phase solfatarienne.

Au début de la période considérée, elle a été représentée par de forts dégagements de SO_2 et de H_2S , spécialement les 14, 15 et 16 Novembre. Plus tard ils ont été notés le 31 Décembre 1957, les 1, 2, 10 et 12 Janvier, le 20 Février, les 13 et 19 Avril et le 8 Mai 1958.

Des dégagements de CO et de CO_2 ont été également observés. L'activité fumerolienne ne s'est produite en général qu'à l'intérieur du cratère pendant les périodes de calme.

Phase séismique.

Elle est essentiellement représentée par des vibrations du sol autour du volcan. Faibles du 17 au 20 Décembre, ces vibrations sont devenue fortes le 31. Pendant tout le mois de Janvier elles ont été moyennes à fortes. En Février elles ont été moyennes. Le 29 Mars un petit séisme d'intensité 2 a été ressenti.

Phase de dégradation.

Des effondrements, des éboulements et des glissements ont été fréquents, aussi bien à l'intérieur du cratère que sur les versants extérieurs de l'appareil volcanique. Les effondrements extérieurs ont été souvent facilités par l'action des vagues à la base des versants.

Le 21 Novembre des éboulements ont été notés sur les flancs du volcan. Mais les dégradations les plus importantes se sont produites entre les 2 et 16 Décembre, lorsque des effondrements intracratétiens ont détruit la partie la plus élevée du cône volcanique. Le 13 Décembre de nouveaux écroulements intracratétiens eurent lieu, d'abord sur le bord Nord, puis sur le bord Est, pendant que l'activité volcanique s'était temporairement arrêtée.

La phase de dégradation s'est fortement accentuée en Janvier 1958. C'est ainsi que d'après Tomás Pacheco il y aurait eu des effondrements les 3, 6, 8, 13, 18, 21, 22, 23, 25, 26 et 29 Janvier. Le 21 les effondrements furent accompagnés par un déplacement considérable du cratère vers le NE. D'autres affaissements ont été observés les 11, 17 et 28 Février.

Le 8 une brèche s'est ouverte sur le bord NW du cratère. En Mars des effondrements et des glissements plus ou moins importants ont été observés les 1, 2, 3, 10, 12 et 21.

En Avril les modifications ont été moindres. Mais les 1, 2 et 6 Mai, de nouveaux effondrements se produisirent. Les pluies torrentielles tombées le 6 Mai ont provoqué de grands ravinements et de nombreux dégâts.

Tous les phénomènes qui viennent d'être cités se placent dans les sections définies par Perret comme: démolitions terminales et latérales, déplacements, coulées de cendres chaudes et avalanches sèches, glissements à l'intérieur du cratère, etc.

Des projections et des coulées de boue se sont produites en diverses occasions, pendant les périodes où la mer pouvait pénétrer dans l'intérieur du cratère.

Période du 12 Mai au 25 Octobre.

Phase séismique.

La période décrite a commencé le 12 Mai 1958 par un brady-séisme. Ce jour là à partir de 18 heures la terre a commencé à trembler, les secousses se succédant parfois à intervalles de 30 secondes. Le séisme augmenta progressivement pendant la nuit, son intensité variant entre I et VII.

Les sismogrammes de l'observatoire de Horta montrèrent que les secousses croissaient en fréquence et en intensité.

Le 13 Mai à partir de 0 heures, l'intensité fut de VII à Capêlo, de VIII à Ribeira do Cabo et de IX à Ribeira Funda et Praia do Norte (destructions totale). Dans tout le reste de l'île l'intensité ne dépassa pas le degré V.

Un fait est à souligner: grâce aux mesures rapides et efficaces prises par les autorités de l'île, il n'y eut à déplorer au cours du séisme, ni morts ni blessés.

L'Ingénieur Frederico MACHADO, Directeur des Travaux Publics du District Autonome de Horta avait suivi le développement du séisme, qui ressemblait en plus fort à celui qui avait précédé en Septembre 1957 l'éruption du volcan de Capelinhos. Au cours d'une de ses tournées d'inspection, il put vérifier que l'épicentre du séisme se trouvait localisé à l'Ouest du Massif de la Caldeira, au voisinage du Cabeço do Fogo, dont la dernière éruption datait de 1672. Il semblait donc qu'une nouvelle éruption allait se produire dans la même région.

Informé à chaque instant, de ce qui se passait, le Gouverneur de l'île, Dr FREITAS PIMENTEL, déclancha aussitôt le dispositif d'alerte

qui avait fonctionné une première fois en Octobre 1957 au début de l'éruption du volcan de Capelinhos au moment des premières pluies de cendres. L'évacuation des habitants de toute la partie occidentale de l'île fut immédiatement ordonnée, en même temps que tous les transports disponibles étaient mobilisés par téléphone et acheminés sans demeure vers les différents villages et habitations existant dans la région menacée. Chaque administration ou entité officielle a été ainsi chargée de l'évacuation d'une zone déterminée avec mission de faire sortir sans retard des habitations, tous ceux qui s'y trouvaient. Il était temps ! Quelques instants plus tard les maisons commençaient à s'écrouler. L'évacuation s'est faite de nuit dans le plus grand ordre, au milieu d'une résignation générale, sur les routes dont le sol ondu lait sous les pas.

Pendant la journée du 12 Mai les séismes commencèrent à décroître. Mais dans la nuit du 14 Mai il y eût encore 6 secousses, dont la plus intense, à 1h,35 atteignit l'intensité IV à Castelo Branco et VII à Capêlo.

De nombreuses crevasses se sont ouvertes pendant les séismes, dont quelques unes présentant des rejets de plusieurs dizaines de centimètres.

Dans le grand cratère de la Caldeira plusieurs fissures s'étant ouvertes au fond de la lagune, l'eau de celle-ci y pénétra. Arrivée dans une zone profonde, surchauffée par la proximité du magma, une grande explosion se produisit lançant des pierres à une très grande hauteur et saupoudrant tout le voisinage d'une poussière blanche très fine. La moitié orientale de la lagune se dessécha. En même temps plusieurs ouvertures circulaires ou ovales se formèrent, laissant sortir des fumées, des vapeurs sulfureuses et des jets de boue qui s'élevèrent, après l'explosion, à une hauteur de plus de 30 m.

Les crevasses ouvertes au moment des séismes de Mai semblent être dues au jeu des failles plus anciennes. Quelques unes s'étendent sur plusieurs kilomètres de long. Le rejet de certaines d'entre elles était de plusieurs dizaines de centimètres, leur largeur pouvant, dans certains cas, être supérieure à un mètre.

Le jeu des fissures s'est prolongé, en diminuant progressivement, jusque vers le 30 Juin, c'est à dire un mois et demi après le séisme, leurs lèvres se rapprochant ou s'écartant alternativement.

Le bradyséisme du 12 au 14 Mai a marqué un changement notable de régime dans le comportement du volcan, dont l'activité

semble s'être régularisée, devenant moins intense. En même temps les laves ont recommencé à couler, leur émission se poursuivant jusqu'au 25 Octobre, date à laquelle l'éruption se termina.

L'Ingénieur Frederico MACHADO a pu montrer que l'épicentre du séisme était localisé sur le versant occidental du Massif volcanique de la Caldeira. Toute cette région a été affectée par un affaissement ayant atteint une valeur maximum de l'ordre de 2 m, tandis que les deux zones situées immédiatement au Nord et au Sud de celle-ci se sont soulevées jusqu'à attendre une valeur maximum de l'ordre de 1m,50.

En dehors des séismes cités, il y eut à diverses reprises de petites secousses d'intensité III et très souvent, une vibration d'origine volcanique ressentie sur la périphérie du volcan, dans le voisinage du phare de Capelinhos et sur le Costado da Nau. Les vibrations senties les 15 et 21 Octobre furent concomitantes avec des sorties de laves d'une certaine importance.

Phase volatile et aérienne.

Pendant la période considérée, marquée par une activité volcanique strombolienne plus ou moins développée, il a été possible d'observer des fumées blanches et des fumées de teinte brune ou noirâtre. Les fumées blanches, plus ou moins denses suivant les cas, ont accompagné souvent les émissions de laves. A leur tour les laves incandescentes entrant dans la mer, ont provoqué la formation de grands nuages de fumées blanches de vapeur d'eau, qui arrivaient à envelopper complètement l'appareil volcanique.

Des cheminées secondaires surgies en mer, au Nord du volcan, ont donné de grands panaches, des bouffées, des anneaux et des tourbillons.

Des émissions de gaz enflammés, sorties de bouches secondaires, ouvertes sur les versants du cône central, ont été notées pendant les périodes d'activité. Aucune projection n'en sortait, mais seulement des gaz donnant des flammes plus ou moins élevées qui brulaient régulièrement.

Des vapeurs bleues transparentes ont pu être observées quelquefois sur les flancs du cône pendant les phases de calme.

Des phénomènes explosifs légers ont été notés à diverses reprises. Parfois l'éruption était accompagnée par des décharges rappelant une

violente fusillade. D'autres explosions plus fortes et provoquant des effets de concussion aérienne, ressemblaient à des coups de tonnerre ou bien à des explosions lointaines de dépôts de munitions. Certaines furent entendues de l'île de Flores.

Phase fragmentaire A.

Elle a été représentée, pendant la période étudiée, par toutes les catégories distinguées par Perret à l'exception des nuées ardentes.

Le 14 Mai aussitôt après le grand séisme, un lac de lave se forma à l'intérieur du cratère, en même temps que des fontaines et de jets de lave s'y élevèrent jusqu'à 100 m de hauteur le premier jour et 600 m le 15 Mai, diminuant ensuite, progressivement, au cours des journées suivantes.

La présence de « cheveux de Pelé » a été observée ainsi que celle de dentelle devers (« limu ») et de « larmes de Pelé ».

Le sable vitreux était abondant, ainsi que les scories, les lappillis, les bombes volcaniques et autres projectiles. Comme il a été dit, certains de ces derniers étaient représentés par des paquets de laves liquides qui en tombant s'applatissaient à la façon des bouses de vache. La présence de matériel ponceux a été constante.

Phase fragmentaire B.

Elle a été fonction de l'activité strombolienne, sensiblement plus régulière que celle des périodes antérieures au 12 Mai et également moins intense. Les jets noirs cypressoides ont été observés durant le fonctionnement des cheminées secondaires sous marines. Le matériel expulsé par celles-ci sortait de l'eau à l'état incandescent et se trouvait projeté jusqu'à une hauteur de 50 m environ.

De telles cheminées ont surgi notamment le 26 juillet, le 30 août, le 16 et le 28 Septembre.

Les projections éjectées par le cratère central étaient représentées par des pierres incandescentes, par des bombes, par des paquets de lave liquide etc. Elles sortaient tantôt par une seule bouche et tantôt par plusieurs, fonctionnant séparément ou bien toutes ensemble, les unes situées dans l'intérieur du cratère principal et les autres sur les flancs extérieurs du cône central ou bien en mer, à quelques centaines de mètres du cône volcanique.

Des volutes de fumées brunes ou noirâtres n'étaient pas rares dans les intervalles entre les phases explosives.

Des nuages et des pluies de cendres brunes ou noirâtres ont été fréquentes. Dans certains cas elles se sont élevées en jets continus et transportées par des vents d'Ouest, sont tombées dans toute l'île de Faial, parvenant aussi à plusieurs reprises dans les îles de Pico et de S. Jorge (17 Août). Des pluies de boue sont également tombées en assez grande abondance. Des blocs anguleux divers dont quelques uns de grande taille, sont tombés fréquemment sur les versants du cône volcanique central, spécialement pendant les périodes de forte activité strombolienne.

Phase effusive.

A partir du 14 Mai 1958, la phase effusive est entrée dans une période de grande activité. Elle s'est terminée en Septembre-Octobre 1958 par une émission désordonnée de laves, issues de différentes bouches et qui se sont généralement précipitées dans la mer, sur les flancs Ouest et Nord du volcan.

Le 15 Mai, à la fin du grand séisme, la lave apparut, formant un lac à l'intérieur du cratère. Des jets de lave montèrent le deuxième jour jusqu'à une hauteur de 600 m. La lave continuant à monter dans l'intérieur du cratère déborda au NW pour couler dans la mer. Cette émission se poursuivit les jours suivants.

Après quelques interruptions au début de Juin l'émission des laves reprit avec plus de force en Août et s'amplifia progressivement pour atteindre son paroxysme en Septembre-Octobre.

Sur le flanc occidental du volcan les laves apparues le... étaient sorties par une étroite fissure, à mi-hauteur de la falaise maritime. Elles se sont étalées en arrivant dans la mer et en y formant une plateforme scoriacée inclinée. Aux points où le courant avait été plus rapide la croûte consolidée présentait un dispositif cordé de toute beauté (type pahoéhoé). Sur les deux bords de ce fleuve pétrifié, la lave présentait un aspect scoriacé cahotique avec des arêtes aigües.

A proximité et en dessous du point d'émission, on pouvait noter au milieu du champ de laves plusieurs chenaux ouverts, relativement profonds et dont la largeur pouvait dépasser 1m,50. Il s'agissait sans doute de tunnels de lave dont la voûte s'était effondrée en se refroidissant.

Le 12 Août une bouche sous-marine a donné lieu à la formation d'un îlot de lave.

Le 15 Août le volcan est entré dans une phase de grande activité strombolienne. Des émissions de lave se produisirent sur les flancs ouest et nord-ouest.

Dans la nuit du 15 au 16 le spectacle de l'éruption était impressionnant. Du cratère illuminé s'élevait un véritable feu d'artifice constitué par des milliers de pierres incandescentes, de bombes volcaniques et de scories, qui étaient projetées à près de 400 m de hauteur. Le plus grand nombre d'entre elles retombaient à l'intérieur du cratère. D'autres projetées obliquement retombaient sur les versants extérieurs du cône en y formant un manteau lumineux. Parfois des paquets de laves en fusion étaient projetées au dessus du cratère dans lequel elles retombaient ensuite, après avoir tournoyé un moment dans l'espace. Elles présentaient parfois les formes les plus compliquées et les plus extraordinaires: en spirales, en serpents, en cannes à pommeau recourbé, etc.

Le 23 Août au matin, une fissure s'ouvrit au milieu des cendres, sur le flanc SE de l'appareil volcanique. Tout au pied de ce dernier, dans la dépression qui longeait la falaise du Phare, le sable volcanique noir se souleva en se craquelant et en formant une petite butte arrondie.

Sur la périphérie de celle-ci la lave apparut en se consolidant rapidement. Puis une bouche sub-circulaire, dont le diamètre était de l'ordre de 2 mètres s'ouvrit. La lave commença à en sortir coulant dans la dépression au pied de la falaise en direction du Sud. Au bout de quelques heures la coulée présentait les caractéristiques suivantes:

Un courant de lave incandescente, portée au rouge-blanc, sortait d'abord rapide, puis se ralentissant progressivement.

Sur les deux bords latéraux de ce fleuve de feu, la lave était consolidée en scorie irrégulière qui s'écroulait de temps en temps sous la pression de la masse en fusion, dont le niveau était plus haut que celui du sable environnant. La lave consolidée des bords de la coulée contenait la masse en fusion. Elle présentait, vers l'extrémité de la coulée, un aspect très irrégulier avec de nombreuses pointes saillantes en forme d'aiguilles ou de fers de lance (type « a-a »).

En arrivant dans la partie plus large et plus plane de la dépression, à peu près à mi-distance entre le phare de Capelinhos et Porto do Comprido, la coulée s'étalait en largeur. Le courant de lave incan-

descente diminuait de vitesse et finissait par se stabiliser. De ce fait, une croûte scoriacée s'était formée. Cependant la lave en fusion continuait à progresser en dessous de cette dernière, en y ouvrant des fissures et des craquelures de formes diverses qui se refermaient pour se rouvrir encore. Dans sa partie terminale, la surface de la coulée était entièrement couverte par un entassement de pointes aiguës. La lave paraissait immobile mais des écroulements successifs de scories indiquaient l'existence d'un mouvement progressif mais lent. En même temps le sable volcanique était soulevé et présentait des boursoflures le long du front d'avancée de la lave.

De la surface scoriacée se dégageaient de nombreuses fumerolles. Pendant la nuit le spectacle de la coulée en marche était des plus spectaculaires. Le fleuve de feu coulait rapidement jusqu'à une certaine distance du point d'émission. Sa marche devenait ensuite plus lente et sa couleur plus foncée. Plus loins, dans la partie où il s'immobilisait, la lave en fusion ne pouvait être vue que dans les nombreuses craquelures et crevasses qui s'ouvraient et se refermaient successivement au milieu de la surface scoriacée de la coulée.

L'émission de lave cessa le 24 août au matin.

Le 30 Août une abondante émission de laves eut lieu sur le flanc Nord du volcan. Elle a été observée en bateau. Deux phénomènes ont été notés. En premier lieu il fut possible d'observer de près le fonctionnement d'une cheminée sous marine, située à quelques centaines de mètres au Nord du cône volcanique. Un haut panache de fumées blanches, de vapeur d'eau, en sortait. De temps en temps des explosions se produisaient lançant des blocs de lave incandescente et des pierres jusqu'à 20 ou 30 m de hauteur.

Les explosions étaient senties sur la coque de la vedette qui conduisait la Mission et l'eau était en ébullition sur un assez grand rayon autour de ce centre d'éruption. La Mission put approcher jusqu'à une distance de 150 m de la cheminée.

Tandis que cette dernière était en train de fonctionner, une forte émission de laves sortait du cratère du volcan, coulant sur son flanc Nord et se précipitant dans la mer. Vu du bateau le fleuve de lave semblait avoir une quarantaine de mètres de large. Au milieu de cette coulée on voyait quatre courants de laves incandescentes, rouges, formant des méandres larges. En arrivant au bord de la falaise, la lave au rouge tombait en cascades dans l'océan, en dégageant d'abondantes fumées blanches et en produisant un crépitement continu. Vers

le haut de la pente, une bouche secondaire laissait sortir des flammes et, de temps en temps, lançait quelques scories.

La luminosité à l'intérieur du cratère a varié en fonction de la présence dans ce dernier, de laves ou bien de flammes, mais les conditions de visibilité ne permettaient pas toujours une bonne observation du phénomène.

Phase électrique.

Pendant les périodes les plus violentes de l'activité strombolienne des éclairs volcaniques se sont produits, beaucoup plus rares cependant que pendant la période antérieure au 12 Mai. Des détonations de deux types ont été entendues les unes comme des craquements secs et les autres comme des coups de tonnerre lourds.

Phase solfatarienne.

Les fumerolles du premier type de Perret ont été observées sur les flancs de l'appareil principal et dans l'intérieur du cratère. Elles étaient généralement localisées sur le passage de fissures et de crevasses. Elles étaient surtout visible pendant les phases calmes. Des fumerolles du deuxième type et des sorties de gaz chauds furent observées se dégageant des fissures existant dans les coulées de lave.

Phase de dégradation.

Pendant la période étudiée, la phase de dégradation s'est réduite à des modifications intérieures du cratère et des bords du cône central en fonction des éruptions (explosions, coulées de lave, fissures, etc.). Le détail de ces modifications n'a pu être observé de jour en jour. Ce type de dégradation a été complété par l'action des précipitations, notamment des pluies torrentielles qui s'abattirent sur la région, surtout au commencement de l'automne et aussi par l'abrasion marine qui s'est fortement exercée sur les grandes étendues de plages formées par les sables volcaniques, ainsi que sur les versants du cône principal constitué par des matériaux de projections.

Période du 25 Octobre au 30 Novembre.

Pendant cette période les phénomènes observés se sont réduits d'une part à l'activité fumerollienne et d'autre part à quelques dégradations sur les bords du cratère.

Deux observations réalisées successivement le 2 et le 6 Novembre ont montré une solidification progressive de la lave dans l'intérieur de la cheminée du volcan. Le 2 Novembre le fond du cratère présentait en son centre une zone circulaire de lave incandescente en voie de consolidation, dont le diamètre était de l'ordre de 10 m. Le 6 Novembre cette zone était encore visible mais l'incandescence avait fortement diminué.

Phase solfatarienne.

L'activité solfatarienne a comporté le dégagement de nombreuses fumées blanches dans l'intérieur du cratère et sur les flancs du cône volcanique central (premier type) et des fumerolles se dégageant des laves qui avaient été émises au cours des semaines antérieures et dont la surface était déjà consolidée (deuxième type).

Une seule fois, le 28 Octobre, donc après la fin de l'éruption des fumées bleuâtres ont été observées par Tomás Pacheco et signalées dans son rapport quotidien.

L'activité plus ou moins intense des fumerolles a été subordonnée non seulement à la pression intérieure des gaz et des vapeurs, mais encore aux conditions atmosphériques du moment. Après la fin des éruptions le cône volcanique central s'est recouvert d'efflorescences de soufre jaune. Une forte odeur d'anhydride sulfureux et d'hydrogène sulfuré se faisait sentir, par moments.

Phase de dégradation.

Des pluies torrentielles sont tombées au cours de la période considérée et spécialement les 25 et 26 Octobre, occasionnant des dégâts dans la région. L'action de la mer a contribué à modifier le contour de la plage en acheminant les sables volcaniques, le long de la côte en direction de Varadouro.

L'appareil volcanique, lui même, subit des modifications par suite de tassements et de glissements de terrain. A la suite des fissures ouvertes sur les bords du cratère, des effondrements se produisirent le 2 et le 10 Novembre vers l'intérieur de ce dernier, comblant plusieurs bouches volcaniques secondaires éteintes.

Discrimination du graphique.

Un diagramme de l'activité volcanique a pu être obtenu en mesurant chaque jour la hauteur maximum atteinte par les jets de projections volcaniques, au cours des périodes explosives. Celle-ci nous montre en effet les variations quotidiennes de la pression interne.

En examinant les valeurs ainsi obtenues il nous a été possible d'établir la courbe des moyennes qui nous donne pour la période indiquée la distribution des maxima et des minima de l'activité du volcan.

Nous remarquons ainsi qu'au début de Novembre 1957 avec l'apparition de la troisième île, une période de grande activité a commencé, se prolongeant jusqu'au 21 Janvier 1958, faisant croître le volcan et donnant lieu au raccord de la nouvelle île avec la côte de l'île de Faial.

La courbe des maxima montre de grandes oscillations, les écarts les plus importants ayant été observés en Décembre et en Janvier.

Comme il a déjà été dit c'est au cours de cette période qu'eût lieu la première émission de laves. Le 7 Décembre les jets de scories atteignirent une hauteur de 1250 m. D'autres, un peu moins hautes, atteignirent 1200 m le 8 Janvier.

En examinant la courbe des moyennes on vérifie la présence de trois maxima qui se situent respectivement entre le 5 et le 9 Décembre, entre les 18 et 29 Décembre 1957 et entre les 7 et 19 Janvier 1958. Ces trois maxima sont séparés par deux minima localisés, sur la courbe entre les 16 et 18 Décembre et entre le 29 Décembre et le 4 Janvier. C'est au premier de ces minima que correspond la première émission de laves qui dura du 17 au 22 Décembre.

A partir du 21 Janvier jusqu'au 11 Février il y eût une période d'activité volcanique plus régulière et plus réduite, les jets maxima de scories ne dépassant pas 650 m de hauteur. La courbe des maxima montre des écarts infiniment plus réduits que ceux de la période antérieure.

Entre le 11 Février et le 1er Mars, l'activité volcanique redevint plus intense. La courbe des hauteurs de projections montre deux paroxysmes qui se sont produits respectivement les 19 et 27 Février, au cours desquels les jets les plus élevés atteignirent 1300 et 1450 m de hauteur. Au cours des 20, 21 et 22 Février, les conditions atmosphériques n'ont pas permis d'évaluer la hauteur des projections.

Entre le 1 et le 18 Mars l'activité volcanique s'est montrée assez réduite. Mais le 19 Mars une grande éruption se produisit, lançant des scories et des pierres jusqu'à 1800 m de hauteur.

Après ce court paroxysme l'activité volcanique redevint beaucoup plus régulière avec tendance à diminuer jusqu'au 12 Mai, les phases d'activité plus grande alternant avec d'autres d'activité plus réduite. On peut ainsi noter sur la courbe des moyennes la présence de 5 maxima ne dépassant pas 750 m de hauteur.

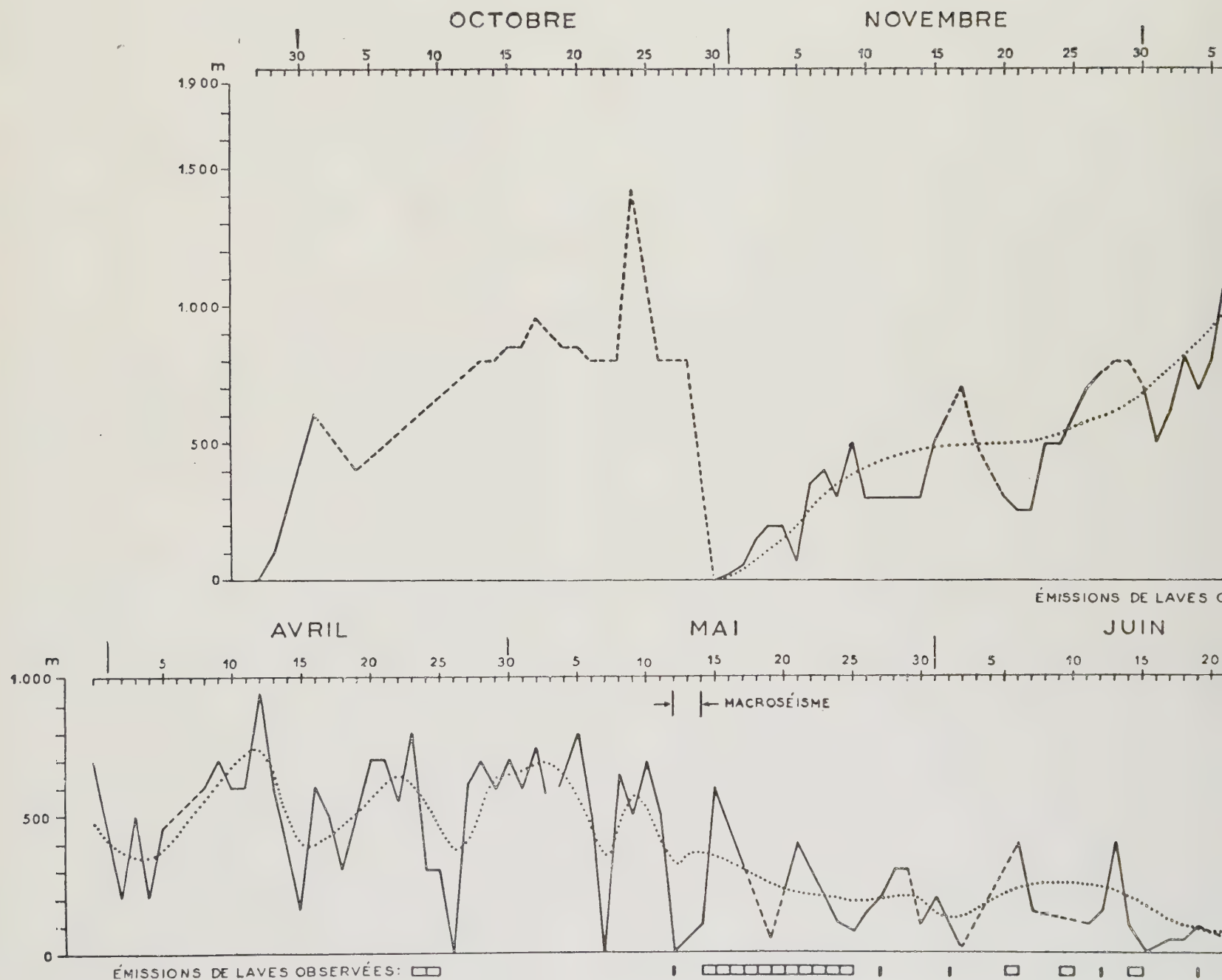
Le 12 Mai une chute brusque de toute activité volcanique se produisit ce fut le prélude du grand séisme qui eut lieu le 12 et se prolongea jusqu'au 14 Mai. Ce séisme, dont les effets furent terrifiants, marque une interruption très nette dans le régime de fonctionnement du volcan.

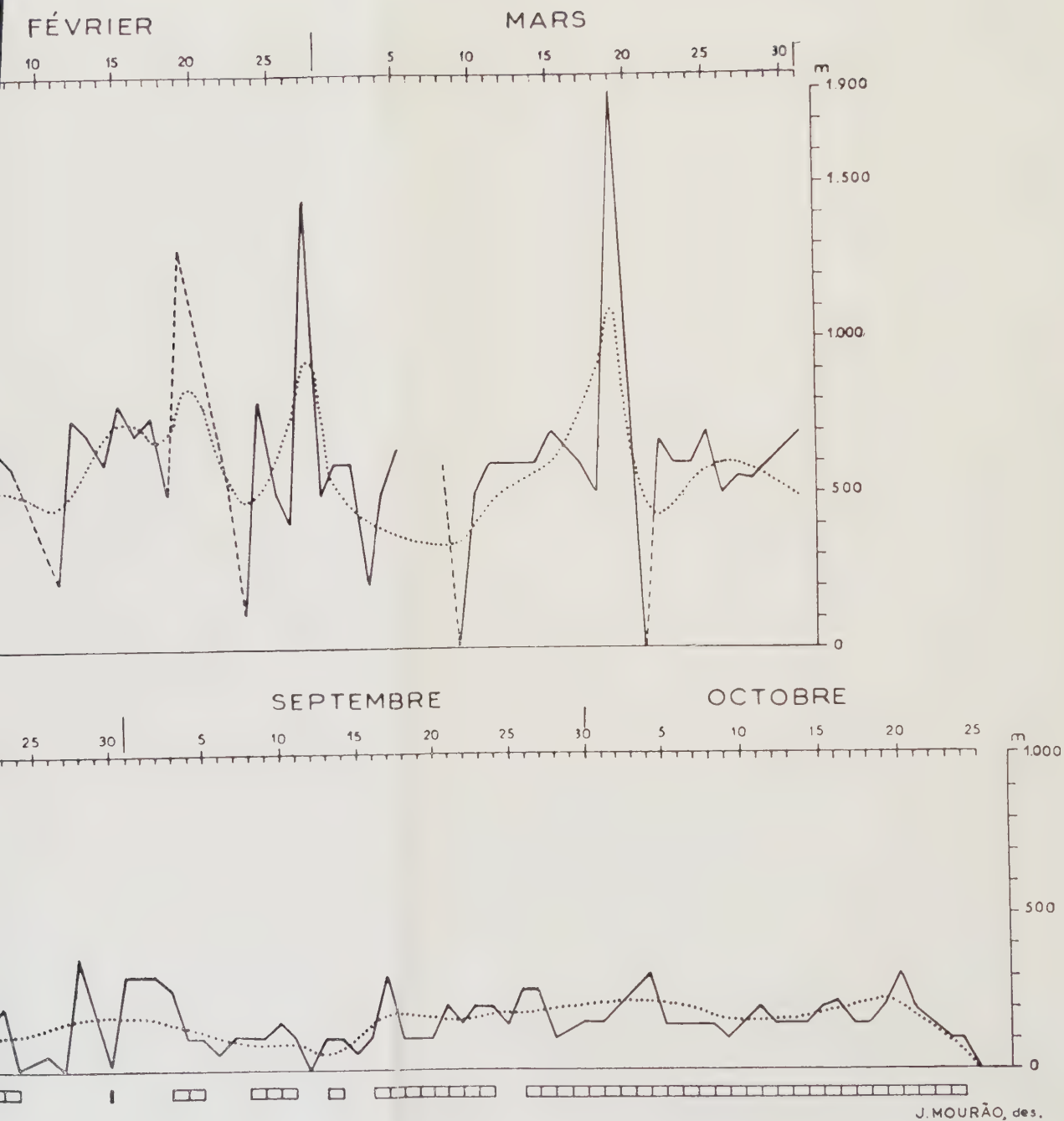
A la fin du séisme une émission de laves commença, en donnant des fontaines qui, le premier jour, atteignirent 600 m de hauteur, diminuant progressivement pour atteindre 400 m le 21 et 300 m le 28.

Cependant les émissions de lave devinrent à peu près constantes sur les flancs du volcan, sortant par diverses bouches secondaires et ne cessant que pendant de courts intervalles entre le 24 et le 27 Juin, puis entre le 29 Juillet et le 10 Août.

Après cette date la sortie des laves fut presque continue atteignant son maximum d'émission en Septembre et en Octobre. Le 25 Octobre toute activité volcanique cessa définitivement. Seul le fonctionnement des fumerolles continua jusqu'au jour où nous écrivons ces lignes.

Pendant toute la période allant du 12 Mai au 25 Octobre la hauteur des jets de scories a été relativement faible, ne dépassant pas les maximum de 600 à 700 m. Pendant le même moment les oscillations positives de la courbe des moyennes ne dépassèrent pas 300 m.





FREDERICO MACHADO

Secular variation of Seismo-Volcanic phenomena in the Azores.

(With 4 text-figures)

Sommaire

Par l'étude de l'ancienne activité volcanique des Açores, des corrélations avec taches solaires et marées terrestres ont été mises en évidence et pourront aider certainement à la prévision. On soupçonne aussi que le flambement des toits des réservoirs de magma peut représenter le mécanisme produisant les éruptions avec ses redoutables crises séismiques. Le contrôle de ces régions par des procédés géodésiques serait alors une puissante méthode pour la surveillance séismo-volcanique.

Abstract

By studying the past behaviour of Azorean volcanoes, sunspot and Earth tide correlations have been discovered, and may certainly help in prediction. Some evidence has also been found that buckling of the thin roof of magma chambers may be the mechanism responsible for the eruptions, including the accompanying seismic swarms. If this is the case, geodetic control of the adjacent regions will probably be decisive in forecasting future activity.

Introduction

The possibility of predicting earthquakes and volcanic eruptions in the Azores depends to a great extent on the exact knowledge of their secular variation.

Coincidence of these phenomena with sunspots and/or long-period tidal forces has been previously investigated, and here the results will be only summarized.

But in order to predict volcanic eruptions it appears necessary to consider the true mechanism of the volcanoes and for this purpose a few suggestions will be advanced.

Comparison of the occurrence of seismic swarms (of « volcanic habit »?) at Fayal Island, with the maxima of sunspot activity (Fig. 1), revealed a strong correlation (MACHADO, 1948, 1955), and on this basis the severe earthquake crises of 1957-58 were forecasted 10 years in advance.

Earthquakes, Sunspots and Tidal Forces

A similar correlation was found for San Miguel seisms, but at



Fig. 1 - Frequency of the seisms of Fayal Island (1931-58).

Terceira, although earthquakes also occur every 10 or 11 years, they are not coincident with sunspot maxima.

A less distinct control is probably accomplished by Earth tides, and in consequence « intermediate » swarms may be connected with long-period tide minima (Fig. 1).

Eruptions and Long-Period Tides

As shown on Figure 2, comparison of the epochs of volcanic eruptions with long-period tides (M_f (Moon's fortnightly tide) and

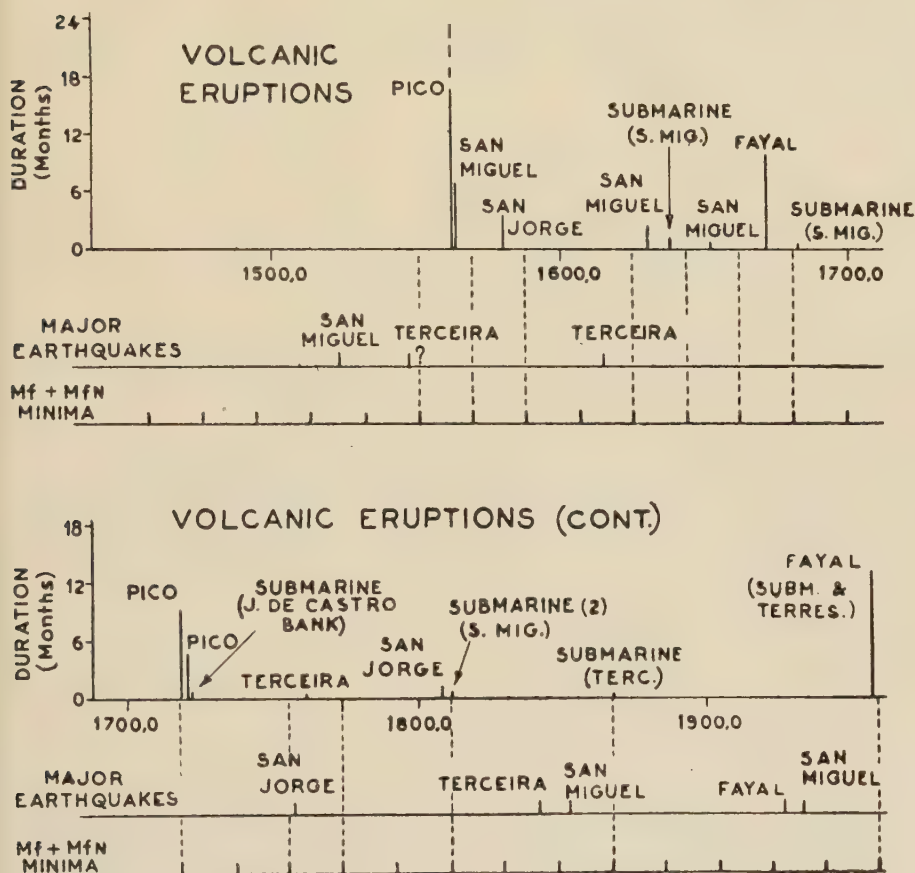


Fig. 2 - Azorean eruptions (and major earthquakes) since the XVIth century.

M_{fN} (fortnightly tide influenced by the lunar node) leads to the following conclusions (MACHADO, 1958 b).

a) Since 1682, eruptions usually occurred when the sum $M_f + M_{fN}$ was at a minimum. (The only exception was Terceira eruption of 1761).

b) The contrary is not true, i.e., many $M_f + M_{fN}$ minima have no accompanying eruption.

c) Before 1682, volcanic activity never coincided with $M_f + M_{f_N}$ minima.

The abrupt change of behaviour, before and since 1682, has not yet been explained.

The most severe earthquakes of the Azores (after AGOSTINHO,

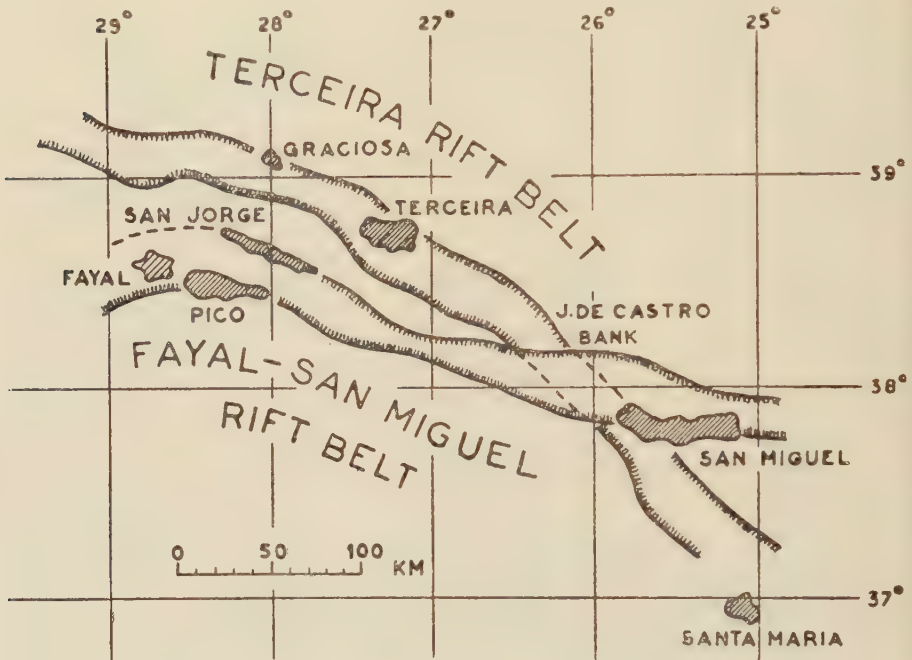


Fig. 3 - Main rift belts of the Azores.

1936) have been plotted on the diagram. They usually occurred during volcanic dormancy and no response to tidal forces has been detected.

Sunspot correlation in connection with volcanic eruptions of Hawaii was discovered by JAGGAR (1938). And the influence of Earth tides in Vesuvius activity was also suggested by IMBÒ (MELCHIOR, 1954).

All these correlations are, however, subject to many uncertainties, because we are probably dealing with trigger-forces.

Mechanism of Azorean Volcanoes

It has been assumed (MACHIAEO, 1958 a) that the volcanoes of the Azores are distributed along rift belts (Fig. 3), which are probably

formed by two parallel reversed faults, conforming to the model of Figure 4. Sliding of the lower block implies that contraction of the crust will be resisted only by the thin roof of the magma chamber.

During the last eruption of Fayal, after the earthquake swarm of May 1958, the crust was found to be undulated with an amplitude of about 2 meters (MACHADO, 1959). For a section at right angles to

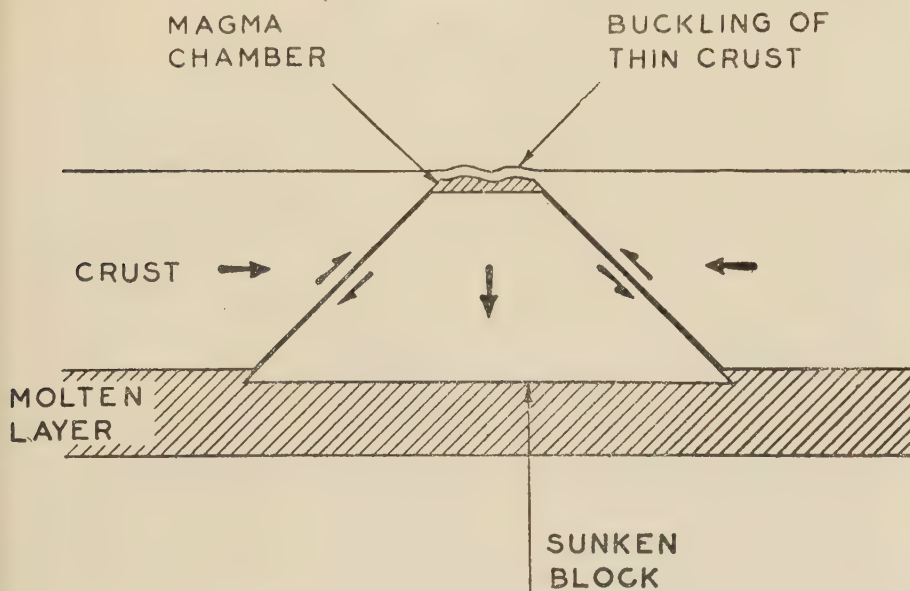


Fig. 4 - Assumed model of Azorean volcanoes. (Buckling amplitude is much exaggerated).

the rift belt, there was an increase of length at the convex zones and a shortening at the concave ones.

This suggests that buckling of the roof of the magma chamber, probably accompanied by some fracture, may be a convenient explanation of the severe, short-lived seismic swarm. Furthermore, buckling may have also increased the pressure on the subjacent magma, and so produced the conspicuous lava extrusion of May-October 1958.

This mechanism is of course hypothetical. MENDONÇA DIAS (1958) has suggested a rather different explanation of Azorean volcanism, by simply assuming subcrustal currents and the corresponding tangential forces.

Buckling Limit and Ultimate Strength

The crustal stress corresponding to the buckling limit is, according to VENING MEINESZ (1934, p. 48),

$$\sigma = \frac{1}{3} \sqrt{3ET\rho}$$

where E = Young modulus,
 T = thickness of crust (floating on fluid magma),
 ρ = density of magma.

With $E = 0.4 \times 10^6$ kg/cm², $T = 3$ km, and $\rho = 2.8$ gm/cm³, we find $\sigma = 10000$ kg/cm² (approx.).

This value is close to the ultimate strength indicated by Griggs for jacketed samples of granite (*Birch et al.*, 1942, p. 122) and therefore buckling of the roof of a magma chamber (Fig. 4) may occur if its thickness is not greater than about 3 km. Otherwise the roof would fail by fracture.

The strain corresponding to that limiting stress is

$$\varepsilon = \sigma/E = 2.5 \%$$

This is equivalent to a shortening of 25 m per km, if the crust starts from an « unstressed » state. Compression of the roof of magma chambers is likely to start after some slipping of the reversed faults during major earthquakes, which in a few cases occurred before Azorean eruptions (see Fig. 2).

Conclusions

The assumed mechanism can probably be checked because a shortening of a few meters per km is easily detectable by routine geodetic work.

It is suggested that frequent geodetic control (especially on alignments at right angles to the belts) be established in the Azores and also at other active volcanoes where rift belts are apparent.

If the present hypothesis receives some confirmation, knowledge of the epochs when the roofs of magma chambers are liable to buckle, together with sunspot and tidal force correlations, will certainly provide a good basis for predicting volcanic eruptions and earthquake swarms of « volcanic habit ».

Acknowledgments

Data on earthquakes of the Azores were made available to the writer by the Serviço Meteorológico Nacional (Lisbon). The writer is also indebted to B. L. COLLINS who read and discussed the manuscript of this note. The drawings were prepared by A. DUTRA.

REFERENCES

- AGOSTINHO, J., (1936) - *The Volcanoes of the Azores Islands* - Bull. Volcanol., T. VIII, pp. 123-138.
- BIRCH, F., et al. (editors) (1942) - *Handbook of Physical Constants* - Geol. Soc. Amer., Spec. Pap. 36.
- DIAS, A. A. de Mendonça, (1958) - *A Crustal Deforming Agent and the Mechanism of the Volcanic Activity in the Azores* - Abstracted in Bull. Volcanol., Sér. II, T. XIX, pp. 52-53.
- JAGGAR, T. A., (1938) - *Structural Development of Volcanic Cones* - Trans. Amer. Geophys. Union, v. 19, pp. 23-32.
- MACHADO, F., (1948) - *Frequência dos Sismos Sentidos nas Ilhas do Faial e do Pico* - Açoreana (Bol. Soc. Af. Chaves), v. IV, pp. 236-245.
- (1955) - *Alguns Aspectos da Sismicidade dos Açores* - Simpósio sobre a Acção dos Sismos. Ordem dos Engenheiros, Lisboa.
- (1958a) - *Submarine Pits of the Azores Plateau* - Abstracted in Bull. Volcanol., Sér. II, T. XIX, p. 74.
- (1958b) - *Variação Secular do Vulcanismo Açoreano* - Bol. Nucl. Cult. Horta, Vol. 1, pp. 225-235.
- (1959) - *Actividade Vulcânica da Ilha do Faial* - (Maio/Agosto 1958). Atlântida (Inst. Açor. Cult.), Vol. III, pp. 40-55.
- MEINESZ, F. A. Vening, (1934) - *Gravity Expeditions at Sea* - Vol. II. Netherlands Geodetic Comission, Delft.
- MELCHIOR, P. J., (1954) - *Les Marées Terrestres* - Obs. Royal de Belgique, Uccle.

Discussion

sur l'ensemble des communications de MM. FERREIRA, SBYSZEWSKI et MACHADO présentées par le Prof. O. RIBEIRO.

R. MORIMOTO: L'affaissement de la zone centrale de Faial a-t-il eu lieu lors de la première ou de la dernière phase de l'éruption?

O. RIBEIRO: L'affaissement s'est produit dans une période ancienne et n'a rien à voir avec l'éruption actuelle.

R. MORIMOTO: Peut-on savoir les caractéristiques géologiques de l'île de Faial?

O. RIBEIRO: C'est une île entièrement formée de laves basaltiques alternant avec des produits d'explosion également basaltiques. Elle est donc caractérisée par la persistance du même type de magma.

B. GÈZE: Il semble que le Portugal nous ait montré aux Açores un modèle d'évacuation bien conduite. Nous pourrions le retenir comme exemple pour dégager les règles à suivre en cas d'éruption, du point de vue de la sécurité des habitants. M. le doyen RIBEIRO nous a dit « avoir fait peur » au Préfet en lui citant l'exemple tragique de la Montagne Pelée. Bien entendu, le type de volcanisme est très différent, mais il est certainement bon de pouvoir alerter ainsi les pouvoirs publics.

O. RIBEIRO: Ce qui nous a rassuré lors de l'éruption, malgré son extrême violence, c'est que l'on avait un magma basique et même, dans certaines scories, des cristaux d'olivine. Quand l'évacuation a été décidée, il a fallu environ deux heures pour la réaliser, en transportant la totalité de la population dans les quelques 300 voitures qui se trouvaient dans l'île et qui avaient toutes été mobilisées. Je ne puis vous dire combien a coûté cette évacuation, mais la distance à parcourir n'était pas grande. Les principales dépenses ont été celles d'hébergement.

J. JOLIVET: A la Guadeloupe, la mise en application du plan d'évacuation est estimée à 3 milliards de francs.

A. GEORGIADIS: A-t-on mesuré les marées internes et a-t-on trouvé un rapport entre le maximum de ces marées et les phases d'explosion?

O. RIBEIRO: Ces mesures ont été faites, mais on n'a pas trouvé de rapports concrets.

M. DUCROT

Le volcan actif de l'Ile de La Réunion.

Surveillance et étude de l'activité Possibilités d'utilisation de l'énergie émise

I - Le volcan actif

L'éminent Professeur ALFRED LACROIX nous a laissé une étude rationnelle du Piton de la Fournaise dans son ouvrage « Le Volcan actif de l'Ile de La Réunion et ses produits ».

Il a complété son oeuvre par diverses communications au Bulletin Volcanologique et à l'Académie des Sciences et nous sommes ainsi renseignés sur l'activité de ce volcan jusqu'en 1942.

1) Morphologie sommaire

Le massif du Piton de la Fournaise est situé au sud-est de l'Ile de La Réunion dont il occupe le tiers de la superficie.

Il est juxtaposé au Massif du Piton des Neiges et la zone qui les délimite suit approximativement une ligne droite joignant Saint Benoît à Saint Pierre (1).

En parcourant la route nationale N° 3, dite « Route des Plaines », qui joint ces 2 localités à peu près en ligne directe, il est facile d'observer les contreforts des deux systèmes.

La distance qui sépare le Piton des Neiges de l'actuel Cratère Central de la Fournaise est de 28 km 500.

Les hauteurs de l'un et l'autre massifs culminent respectivement à 3.069 m et 2.631 m.

Le Piton de la Fournaise est essentiellement constitué par trois gigantesques cônes. Chacun d'eux est intérieur à celui qui, chronologiquement, le précède et constitue une phase de l'activité du système. M. le Professeur A. LACROIX les a nommés externe, moyen et interne.

(1) Cf. ouvrage de M. LACROIX et travaux du Bureau Géologique de Madagascar N° 84 Etude Géologique de l'Ile de la Réunion par PIERRE BUSSIÈRE.

L'histoire volcanologique de l'ensemble s'interprète ainsi :

Première phase : apparition, approximativement à l'endroit actuel des Cratères Bory et Dolomieu, d'un cratère qui, par son activité, arrive à édifier un cône gigantesque d'environ 3.000 mètres de hauteur.

Ce cône se démantèlera sous l'effet d'un premier effondrement. La ligne suivant laquelle s'est produite la cassure — ou plutôt ce qu'il en reste — constitue la rive gauche de la rivière de l'Est, le rempart des Sables et la rive droite de la rivière Langevin.

La première phase est ainsi terminée.

Ce qu'il reste de ce cône est constitué par les grandes coulées qui descendent vers les Plaines des Cafres et des Palmistes. Saint-Benoît, Sainte-Anne, Saint-Joseph.

Deuxième phase : immédiatement ou plus ou moins longtemps après l'effondrement, une nouvelle percée s'effectue probablement au même endroit que la première.

Les phénomènes de la première phase se renouvellent.

Un nouveau cône presque aussi haut s'érige. Mais alors que vers le nord et le sud, les coulées s'étalent largement, elles viennent, à l'ouest, buter contre la masse subsistante du premier cône.

A son tour, ce second appareil éruptif s'effondre en sa partie centrale en donnant naissance à une caldeira approximativement circulaire délimitée par les remparts de Bellecombe, du Tremblet jusqu'au Nez Coupé du Tremblet, le sommet des Grandes Pentes, le Piton de Crac, le sommet du rempart des Osmondes jusqu'au Nez Coupé du Bois Blanc.

La deuxième phase est terminée.

Les restes de ce second cône sont constitués par les coulées qui descendent vers la Plaine des Sables, la rivière Langevin, Saint-Philippe, Sainte-Rose, la rivière de l'Est.

Troisième phase : cette phase est caractérisée par deux phénomènes, à savoir :

a) une renaissance de l'activité à l'emplacement actuel des Cratères Bory - Dolomieu. Cette activité se poursuit sous nos yeux.

b) un troisième effondrement qui, entre le Nez Coupé du Bois Blanc et le Nez Coupé du Tremblet ouvre la caldeira sur l'Océan et donne naissance à la dépression appelée Plaine des Osmondes.

Le Piton de Crac représente ce qu'il reste de cet effondrement.

Une incertitude subsiste quant à l'ordre chronologique de ces deux phénomènes.

Actuellement, la zone active du Piton de la Fournaise comprend donc un Cratère Central, d'altitude comprise entre 2.500 et 2.631 mètres, constitué par deux dépressions juxtaposées, les cratères Bory et Dolomieu, de formes respectives approximativement circulaire et elliptique.

Ce cône, de pentes comprises entre 15° et 27° environ, s'érige au milieu d'une dépression semi-circulaire, ouverte vers l'Océan et limitée par des remparts abrupts d'une hauteur moyenne de 200 mètres environ qui descendent, en ligne droite et parallèlement entre eux, jusqu'au rivage.

Autour de la base du cône central existe une zone annulaire, quasi horizontale appelée plateforme. Son horizontalité est due à ce que la pente des flancs du cône est très petite ou nulle.

Selon leur abondance, les coulées émises par le Piton de la Fournaise s'arrêtent sur les flancs, atteignent le pied des remparts où elles s'étalent, ou bien débordent par la partie ouverte sur l'Océan: dans ce dernier cas, elles descendent d'abord des pentes abruptes appelées « Grandes Pentes » et s'épachent généralement sur une plateforme sans atteindre la route nationale. Parfois, elles coupent cette route et atteignent le rivage.

L'ensemble du massif du Piton de la Fournaise est creusé par un certain nombre de rivières ou ravines dont six présentent de l'importance.

Ce sont:

— vers le sud: la ravine Basse-Vallée, la rivière Langevin et la rivière des Remparts.

— vers le nord: la rivière de l'Est, la ravine des Orangers et la ravine du Petit-Saint-Pierre.

Les quatre premières ont creusé des vallées de plusieurs centaines de mètres de profondeur; les vallées des deux dernières sont beaucoup plus modestes.

L'existence de chacune d'elles a un rapport plus ou moins direct avec les phénomènes ci-dessus indiqués qui ont présidé à la morphologie du système:

— les rivières de l'Est et Langevin sont, en effet, en bordure du premier effondrement;

— les quatre autres ont leur origine dans des cassures plus ou moins anciennes du massif et d'amplitude plus ou moins grande.

2) L'activité du Piton de la Fournaise

A - Nature de l'activité.

Les nombreux puits qui parsèment les flancs des trois cônes et leurs produits de projections indiquent que l'activité du Piton de la Fournaise a été généralement strombolienne ce qui n'exclut pas la possibilité d'un rythme hawaïen fréquent par des fentes qu'il est impossible de repérer aujourd'hui.

Néanmoins de nombreux produits gisant dans la région du cirque d'alimentation de la Rivière des Remparts révèlent une activité vésuvienne.

Enfin, à des dates plus rapprochées de nous, l'actuel Cratère Central a été le siège de manifestations ultravulcaniennes (1766 - 1812 - 1860 (1), et il n'est pas exclu que de telles manifestations se soient produites au cours des temps passés.

En ce qui concerne la période comprise entre 1943 et 1959, c'est-à-dire postérieure à la dernière communication de M. le Professeur A. LACROIX, l'activité du Piton de la Fournaise s'est révélée strombolienne dans toutes les éruptions sauf deux émissions nettement hawaïennes.

L'ensemble des manifestations de cette période a consisté en :

- des éruptions de flanc;
- deux éruptions intracratériennes.

Les éruptions de flanc ont toutes été caractérisées par des fentes dont :

— une seule parallèle au bord du Cratère Dolomieu et proche de ce bord. C'est l'une des éruptions hawaïennes citées plus haut (Nuit du 23 au 24 Novembre 1956: 1956/2).

— les autres dirigées suivant des génératrices du Cratère Central assez éloignées des bords de ce Cratère.

Leur longueur varie de quelques dizaines à quelques centaines de mètres. Elles émettent généralement de la lave sur toute leur longueur mais en faible abondance. Leurs bords sont jonchés de projections. Mais, le plus souvent, ces projections s'accumulent en un ou plusieurs points privilégiés de la fente et forment alors un cône: c'est la caractéristique des éruptions stromboliennes.

La plupart du temps ce (ou ces) cône(s) s'édifie(nt) au point de

(1) Cf. « Le volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits », page 67.

plus basse altitude de la fente et la coulée s'épanche à la base de ce (ou ces) édifice(s) avec, évidemment, la fente pour origine. (1952 - 1953/1 - 1957/2 - 1958/2 - 1959/2).

Lorsque la fente est horizontale, ou presque, les cônes la jalonnent sur toute sa longueur: c'est le cas des fentes qui s'ouvrent sur la plateforme (1945 - 1958/1).

Quelquefois la fente n'est pas visible parce qu'elle est très courte et que le cône édifié la masque entièrement (1943 - 1948 - 1950 - 1953/2 - 1956/1 - 1956/3 - 1957/1 - 1959/1).

Enfin, dans quelques cas, il existe des fentes isolées, dirigées suivant une génératrice du cratère Central à émission hawaïenne. (Fente accompagnant l'éruption de 1943 et ouverte au pied des Grandes Pentes).

Les deux éruptions intracratériennes ont eu lieu dans le cratère Dolomieu: l'une dans le fond (1946), l'autre sur la plateforme (1955). Elles ont eu une activité strombolienne avec puy érigé sur la percée lavique et émission d'une coulée à la base du puy.

B - Caractéristiques principales des éruptions.

La durée de ces éruptions a été très variable depuis quelques heures (1956/2) à six mois (1955) avec en moyenne de un à deux mois.

Leur intensité également a été très variable. L'éruption de 1953/2 a été de beaucoup celle qui a manifesté le plus d'ampleur tant par l'abondance de ses projections (1.000.000 m³ environ) et leur hauteur (500 mètres) que par le volume de sa coulée (15.000.000 de m³ environ) et son débit (26.250 m³ par heure).

C - Les coulées : leur direction.

Les coulées émises ont eu des itinéraires divers après descente des flancs du cône:

a) certaines se sont étalées sur la plateforme après avoir buté ou non contre le pied des remparts et en sont restées là. (1948 - 1950 - 1953/1 - 1956/2 - 1957/1 - 1958/1 - 1959/2).

b) d'autres, surtout celles qui ont pris naissance sur le flanc Est, ont débordé la plateforme, se sont déversées sur les Grandes Pentes et ont été plus ou moins loin dans le Grand Brûlé, atteignant l'Océan dans le cas de parcours maximum (1943: à la mer) - 1945 - 1956/1 - 1956/3 - 1957/2 - 1958/2 - 1959/1).

c) les coulées de 1952 et 1953/2 ont pris naissance dans la Plaine des Osmondes. La première s'y est étalée. La seconde est arrivée à 1.500 mètres de la route nationale.

d) Enfin les coulées intracratériennes de 1946 et 1955 se sont étalées dans le fond du Cratère Dolomieu, qui, peu à peu, se comble.

Donc, en quelque lieu de l'Enclos que prennent naissance les coulées, quelle que soit leur direction et leur abondance, elles n'ont que deux destinées: s'étaler à l'intérieur des remparts ou se déverser dans l'Océan.

D - Les produits du Piton de la Fournaise.

A quelque endroit et à quelque profondeur accessible que les produits du Piton de la Fournaise soient prélevés, (cônes externe, moyen, interne, route des Plaines et rivages, fond des rivières Langevin et de l'Est, ravines, plaine des Sables et coulées actuelles), ceux-ci présentent une remarquable homogénéité: ce sont des basaltes. D'ailleurs les remparts, restants d'effondrements, et les rivières, résultats de l'érosion, nous montrent des coulées basaltiques placées les unes sur les autres.

La présence ou l'absence de certaines cristallisations visibles montrent qu'il s'agit essentiellement de:

- basaltes à grain fin sans phénocristaux,
- basaltes à cristaux d'olivine très épars,
- basaltes porphyriques à plagioclases,
- basaltes porphyriques à olivine,
- océanites.

Il n'a pas été trouvé de basaltes porphyriques à augite.

Toutefois, ce minéral ainsi que l'olivine et le quartz ont été trouvés à l'état de cristaux libres dans la Plaine des Sables et au km 10 du chemin du Refuge (tracé pour l'accès à l'Enclos Fouqué).

E - Nécessité d'une surveillance.

De l'ensemble de l'exposé qui précède, on peut donc en déduire que le Piton de la Fournaise est un volcan à éruptions paisibles dont les coulées sont contenues ou canalisées vers la mer par des murailles à contour fermé encadrant une zone non habitée: c'est donc un volcan peu dangereux.

Ce n'est pas rigoureusement exact: en effet, M. le Professeur ALFRED LACROIX signale diverses manifestations qui n'autorisent pas une tranquillité absolue:

a) L'année 1802 a été le témoin de deux éruption ultravulcaniennes: des cendres ont été transportées à Saint-Denis et Sainte-Rose respectivement les 17 Janvier et 14 Avril (1).

b) Des explosions à caractère ultravulcanien ont eu lieu plusieurs fois au Cratère Central (1766 - 1812 - 1860).

c) Des fentes, dites « excentriques » se sont ouvertes hors de l'Enclos en 1708, 1774, 1776 et 1800. Si celle de 1774 s'est déversée dans l'Enclos après avoir suivi le haut du rempart du Tremblet, par contre les trois autres ont atteint l'Océan après avoir traversé des zones où sont actuellement situées les agglomérations de Sainte Rose, Saint Philippe et du Tremblet.

Rien n'autorise à affirmer que ces phénomènes ne se reproduiront pas actuellement. A tel point que l'on constate encore, lors d'éruptions situées à proximité de l'un ou l'autre des deux remparts du Tremblet et du Bois Blanc, que des cavernes et grottes (anciens tunnels de lave) situées près des localités de Sainte-Rose et de Saint-Philippe émettent des fumées et des courants d'air chaud (1950 pour Saint Philippe - 1953/2 pour Sainte Rose).

Il demeure hors de doute que ces deux agglomérations et leurs annexes (Le Tremblet - Piton Sainte Rose et Bois Blanc) sont menacées d'être endommagées par des cendres ou anéanties par des coulées.

Enfin, il convient de noter que la composition chimique des laves n'est pas un critère absolu du dynamisme de l'appareil éruptif qui les émet. Un volcan très basique peut avoir parfois un dynamisme péléen: c'est le cas du Piton de la Fournaise et d'un certain nombre d'autres Volcans connus.

Une surveillance est donc absolument nécessaire.

II - La surveillance

1) Institution d'une organisation de surveillance

Jusqu'en 1956, l'Académie de la Réunion recevait du Département une subvention annuelle en vue de l'observation des manifestations

(1) Cf. le Volcan actif de l'Ile de la Réunion et ses produits, page 125.

du Piton de la Fournaise. Mais, outre que la somme disponible était insuffisante, quelques observations effectuées revêtaient un caractère plutôt scientifique et seule l'Académie était la bénéficiaire des comptes-rendus.

C'est à Monsieur PERREAU-PRADIER, Préfet de la Réunion en fonction dans l'Ile depuis 1956, qu'on doit l'institution d'une organisation de surveillance de l'activité volcanique en vue de la protection des populations.

Après mise au point de l'état de la question à l'époque, M. PERREAU-PRADIER obtint du Conseil Général, dès l'année 1956, une subvention nettement supérieure à celle qui était octroyée à l'Académie. (Rapport N° 25/PR/C présenté par M. le Préfet à la deuxième session ordinaire 1956 du Conseil Général).

2) Organisation actuelle de la surveillance

C'est le Conservateur du Muséum d'Histoire Naturelle de l'Ile qui est chargé de cette surveillance: celle-ci revêt un caractère à la fois social (protection des populations) et scientifique.

a) L'Enclos Fouqué, c'est-à-dire la zone où s'exerce l'activité, est régulièrement l'objet d'une visite en vue de la découverte et du repérage des manifestations silencieuses ou assez rapides pour passer inaperçues (fentes, effondrements partiels, émissions fumerolliennes, éruptions à caractère fissural, éruptions intracratérielles).

b) Les périodes d'activité paroxysmale, c'est-à-dire toutes les éruptions détectées, font toutes l'objet d'une étude très suivie jusqu'à retour au calme.

La surveillance et l'observation s'effectuent également par la route nationale N° 2.

Conformément à ce qui a été dit plus haut les hauteurs dominant les agglomérations de Sainte Rose, Saint Philippe et leurs dépendances n'échappent pas à des visites et à un examen attentif.

c) Les observations font l'objet de communications adressées à M. le Préfet de la Réunion, M. BESAIRIE, Chef du Service Géologique de Madagascar et à l'Académie Malgache.

Ces communications sont accompagnées, le cas échéant, de photographies, schémas et cartes.

d) Des échantillons de laves et, en général, des produits des éruptions sont prélevés d'une manière systématique qui a été mise au point en accord avec M. le Chef du Service Géologique de Mada-

gascar qui fait procéder à des examens pétrographiques et à des analyses chimiques.

e) Sur demande de M. le Préfet, des prises de vues aériennes de l'Enclos Fouqué sont effectuées. La Réunion possède un aéro-club et reçoit parfois la visite d'un équipage militaire: l'un et l'autre peuvent prendre les clichés nécessaires.

f) Enfin, la collaboration d'un certain nombre d'organismes est acquise. Ce sont:

— les Eaux et Forêts: le Volcan fait, en effet, partie du domaine de cette Administration et, à ce titre, les Agents Techniques y font de fréquentes visites, ce qui leur confère la possibilité d'être presque toujours les premiers à s'apercevoir de l'existence de nouvelles manifestations;

— la Gendarmerie;

— les Instituteurs.

A cette collaboration s'ajoute l'aide apportée par les Mairies, divers organismes publics et semi-publics et privés qui signalent souvent les éruptions et par un certain nombre de particuliers qui, à l'occasion d'excursions, indiquent les changements survenus ou ce qui leur apparaît anormal.

3) Les résultats de l'organisation actuelle

Comme on le voit, l'effort local est très réel de la part de tous. Cet effort, coordonné par M. PERREAU-PRADIER, a donné des résultats tangibles:

a) sur le plan de la surveillance, l'alerte est donnée. Aucune manifestation nouvelle de l'activité ne passe inaperçue.

b) sur le plan scientifique, l'étude du Piton de la Fournaise se poursuit et la jonction avec l'ouvrage de M. le Professeur A. LACROIX a pu être réalisée.

Il reste néanmoins beaucoup à faire:

a) les crédits accordés par le Conseil Général ne permettent pas d'effectuer la totalité des observations qui seraient nécessaires. Or, on ne peut indéfiniment demander au même organisme un effort supplémentaire surtout quand celui qui est déjà fait est réel.

b) les observations sont faites avec un matériel extrêmement réduit, pratiquement inexistant.

c) l'actuelle surveillance joue à partir du moment de l'apparition

des manifestations nouvelles. Mais il conviendrait, surtout pour les éruptions excentriques, que les éruptions puissent être prévues avant leur naissance: ceci conduit à la nécessité d'installer des stations réduites semi-mobiles de séismologie.

III - Elaboration de recommandations ou de règles en cas de danger d'éruptions

**Délimitation des zones dangereuses - Garantie de la sécurité des habitants
et limitation des dégâts - Collaboration des autorités civiles & militaires**

Cette question a été traitée au Chapitre II.

En ce qui concerne le Piton de la Fournaise, elle vise surtout à prévoir et parer le danger que les fentes excentriques font peser sur Sainte Rose, Saint Philippe et leurs annexes.

A défaut d'installation permettant de prévoir une manifestation possible, il semble qu'on ne puisse aller beaucoup plus loin que ce qui a été déjà fait.

Quoiqu'il en soit, si M. le Préfet juge utile de pousser plus avant la mise au point de son organisation de surveillance, il sera aisé de lui soumettre des propositions et d'établir un projet de plan d'action.

IV - Utilisation de l'énergie volcanique à la Réunion

L'énergie émise par une éruption est très difficile sinon impossible à capter et le Piton de la Fournaise n'échappe pas à la règle.

De par la disposition actuelle du massif, les laves sont naturellement canalisées. Mais quel réservoir artificiel résisterait aux pressions fantastiques exercées par les coulées !

Il reste la possibilité d'utiliser l'énergie des produits gazeux et de reprendre, une fois de plus, l'idée du Professeur ETTORE CARDANI.

La Plaine des Sables ou les bords des remparts sembleraient alors tout particulièrement indiqués pour la mise en place d'installations qui iraient chercher en profondeur les gaz dont l'énergie serait à capter.

Mais ce problème, en ce qui concerne La Réunion, ne revêt pas une importance de premier ordre et pour plusieurs raisons:

1. - L'Ile, située sous les Tropiques, reçoit des pluies abondantes. Si la plupart de ses rivières sont torrentielles, plusieurs sont permanentes et peuvent fournir de l'énergie hydraulique.

C'est ce qui est un train d'être réalisé: actuellement, la construction de la Centrale hydro-électrique de Langevin permet l'espoir d'alimenter l'île en énergie.

2. - Les installations de captage de l'énergie volcanique envisagées seraient placées en des lieux isolés, d'accès provisoirement difficile et reviendraient fort cher en dépenses de premier établissement.

3. - Nous ne connaissons pas, même approximativement, les ressources en gaz du Piton de la Fournaise et, comme les dépenses d'exploitation seraient assez élevées, le projet risque de ne pas être rentable.

Mais comme la réponse dépend de la connaissance d'une donnée qui peut être tout au moins étudiée, il faut donc commencer par la poursuite de l'étude de ce Volcan: ce qui implique l'obtention d'un minimum d'équipement absolument nécessaire.

Discussion

P. BUSSIÈRE, commentant des renseignements transmis par M. DUCROT, souligne qu'une série de démarches ont été faites depuis 1953 auprès du C.N.R.S., du Comité National français de Géodésie et Géophysique et des Services Météorologiques de Madagascar, dans le but d'améliorer les conditions de surveillance du volcan actif de la Réunion.

Trois solutions avaient été proposées. La première, dite « solution complète » exigeait la construction d'une station principale de Physique du Globe en un endroit du rempart de Bellecombe appelé Piton de Partage, de trois stations secondaires, construites au Nez Coupé du Bois Blanc, au Nez Coupé du Tremblet et au Piton des Basaltes, ainsi que l'acquisition d'une série d'instruments portatifs. La seconde, dite « solution partielle », demandait des stations semi-mobiles et uniquement sismologiques, plus les instruments portatifs envisagés ci-dessus. La troisième, dite « solution minimum », se bornait à demander ces instruments portatifs. Les deux premières obligeraient en outre à la construction d'une piste auto de 35 km.

Malheureusement, jusqu'à maintenant, aucune de ces demandes n'a abouti.

B. GÈZE: En complément à ce que vient de dire M. BUSSIÈRE, je rappellerai que, depuis les observations de Lacroix, nous n'avions eu pendant longtemps que les renseignements fournis par M. JEAN, Professeur au Lycée de la Réunion. Après le décès de ce dernier, M. DUCROT a heureusement pris la suite de la surveillance, mais dans des conditions qu'il faut reconnaître assez précaires. Le Comité National Français de Géodésie et Géophysique s'en était inquiété car la France n'a pas beaucoup de volcans actifs dans ses territoires. Or, celui de la Réunion, étant le plus régulièrement actif, mériterait de devenir un centre d'études permanentes. Les vœux émis par notre Comité, en plein accord avec ceux de M. DUCROT, n'ont pas encore obtenu satisfaction.

L. GLANCEAUD: Comme Président de la Section de Volcanologie, j'ai eu à m'occuper de ces démarches; mais se sont posés des problèmes que je qualifierai de purement administratifs. Il serait souhaitable que l'Observatoire à créer soit rattaché au C.N.R.S. qui peut disposer de moyens importants en matériel et en personnel.

BIBLIOGRAPHIE SOMMAIRE

- 1) LACROIX Alfred - *Le Volcan actif de l'île de la Réunion et ses produits*. Paris - Gauthiers Villars 1936 avec ses deux index bibliographiques sur le Piton de la Fournaise (pages 50-51-52) et sur le Massif du Piton des Neiges (pages 201-202).
- 2) BUSSIÈRE Pierre - *Etude géologique de l'île de la Réunion* - 64 p. 15 pl, 7 pl-photo, 1 carte géologique hors texte en deux couleurs. Travaux du Bureau Géologique de Madagascar N° 84-1958.
- 3) DUCROT Marcel - *Le Volcan de La Réunion* (période 1952-1957) - 95 p, 13 pl, 11 pl-photo. Travaux du Bureau Géologique de Madagascar N° 88-1958.
- 4) DUCROT Marcel - *Le Volcan de La Réunion* (période 1943-1952) - 28 p, 1 pl, 4 pl-photo. Travaux du Bureau Géologique de Madagascar N° 94-1958.

G. S. GORSHKOV

Some Results of Seismometric Investigations at the Kamchatka Volcanological Station.

(With 5 text-figures)

The Kamchatka Volcanological Station of the USSR Academy of Sciences is situated in the settlement Kliuchi at the foot of the highest volcano on the Eurasian continent the Kliuchevskaya «sopka», at a distance about 30 km from its summit.

Uninterrupted seismic observations at the Station are carried on from 1948. In 1948-1951 registration of earthquakes was done by means of two horizontal Nikiforov seismographs with optical recording ($T_0 = 2.0$ sec., $V = 350$) and of two horizontal Bosh-Omori seismographs with mechanical recording ($T_0 = 22.0$ sec., $V = \sim 2$). In 1951, these devices were replaced by a three-component installation of Kirnos seismographs with a galvanometric recording upon photographic paper (magnification about 500 in an interval from 0.2 to 10.0 sec.) to which (in 1954) was added a three-component set of Kharin seismographs with a galvanometric record upon photographic paper (magnification 10000 at a period of 0.2 sec.).

During the time elapsed since 1948, there occurred four eruptions of the Kliuchevsky volcano (lateral outbreaks in 1951, 1953 and 1956, a summit eruption in 1954) and one eruption of the sopka Bezymianaya (1955-1956), in relation to which were recorded numerous earthquakes. Besides, in 1948, was noted a swarm of powerful earthquakes, that had no obvious connections with volcanic phenomena.

A part of the earthquakes as to the record character on seismograms and, apparently, as to origin, is not distinguishable from usual local tectonic earthquakes in non-volcanic regions (fig. 1). They have a

highly sharp beginning of P and S phases with a period of about 0,2 sec. The most powerful among those earthquakes are felt as sharp vertical shocks, force up to VI. It is logically inexpedient to call earthquakes, provoked by tectonic causes « volcanic », only for the reason that their epicenter is situated in the volcano region. For such earthquakes we propose the name « volcanotectonic » in the aim of

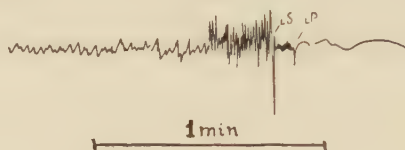


Fig. 1 - Volcano-tectonic earthquake from a swarm, fore-running to Bylinkina crater eruption.

underlining their tectonic character and their relation to zones and phenomena of volcanism.

The other part of earthquakes according to the record's character is strikingly different from tectonic ones by great wave periods and a less clear start of the P and S phases, and also by the presence of a peculiar maximum phase after preliminary phases (fig. 2). The most powerful among these earthquakes with displacement amplitudes at

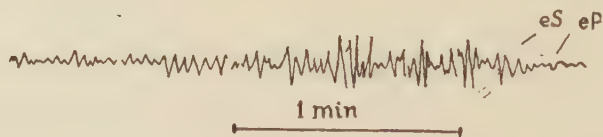


Fig. 2 - Volcanic earthquake, connected with Bezymianny Volcano eruption.

the Station up to 1000 μ and more are not felt due to a long vibration period and can be recorded (without any seismograph) only due to the vibration of hanging objects. Close to the epicenter, they are felt as usual earthquakes. Such earthquakes are unknown outside regions of active volcanism and are purely « volcanic ». A particular case of volcanic earthquakes is the « volcanic tremor ».

Particularities of earthquakes connected with the Kliuchevskaya sopka

Formation of new lateral craters was preceded by a swarm of earthquakes. According to the record character, among them prevailed volcano-seismic shocks. Only in one case — in 1948 — after an

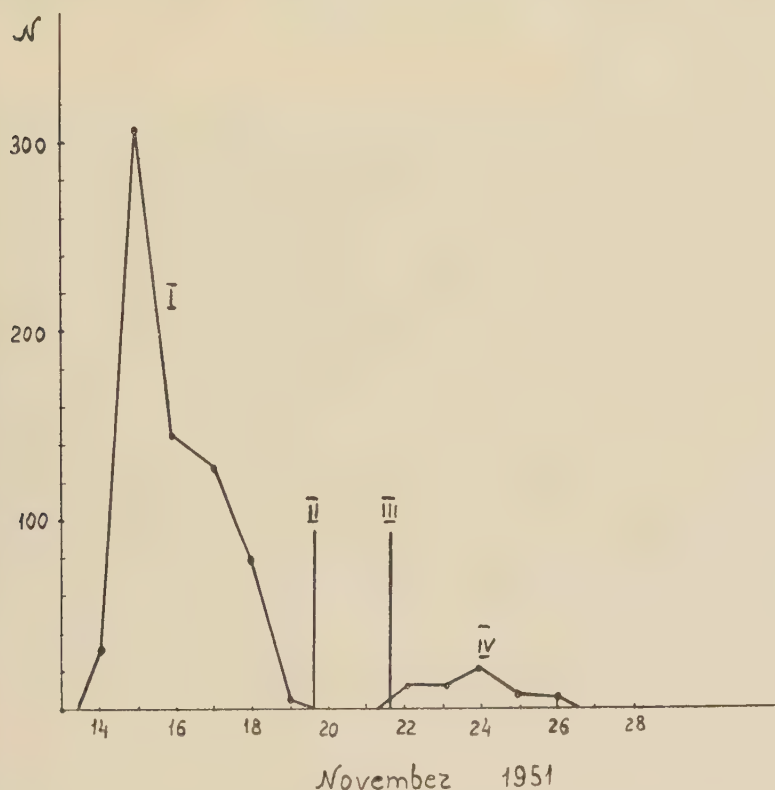


Fig. 3 - Diagram showing changes in the number of earthquakes in the course of the Bylinkina Crater eruption. I - the total number of shocks, II - the beginning of the lateral eruption and continuous volcanic tremor, III - the end of lava outpouring and continuous volcanic tremor, IV - posterior earthquakes.

intensive swarm of earthquakes followed no eruption. The force of preliminary earthquakes is usually about directly proportional to the force of the subsequent eruption. Thus, the most powerful eruption — of the Bylinkina crater (1951) — was preceded by an intensive

swarm of shocks, the epicenter of which coincided with the point of the next crater outbreak, and the very weak eruption of the Vernadsky and Krijanovsky crater (1956) was preceded by exclusively weak shocks, from which it was impossible to establish even the S - P phases difference.

The outbreak of new lateral craters starts during a sharp decrease in the number of shocks; in a most striking way, this was manifested during the outbreak of the crater Bylinkina (fig. 3). With the start

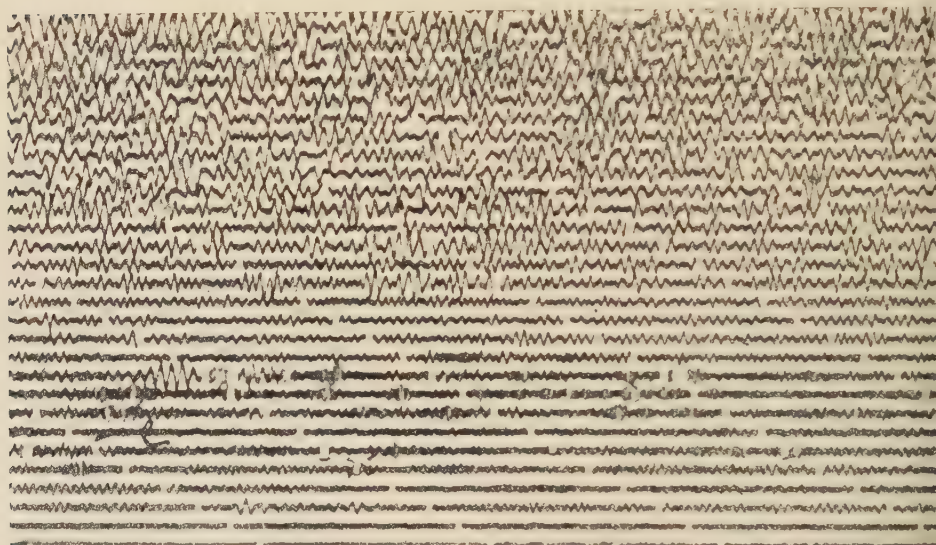


Fig. 4 - Relation and stopping of the continuous volcanic tremor (Bylinkina Crater eruption).

of lateral eruption seismic shocks stopped entirely or almost entirely. Along with this, shortly before the eruption or at its start, there can arise volcanic tremor, the intensity of which reflects, on the whole, tension of the eruption. Thus, twenty four hours before the outbreak of the crater Bylinkina, was noted a weak spasmodic volcanic tremor. At the moment of the outbreak, the tremor became uninterrupted. At the Station, 22 km away from the crater, the tremor period was 1,5 sec., whereas the amplitude — up to 15 μ . With the close of the lava effusion, the volcanic tremor weakened and sopped altogether (fig. 4).

It is necessary to note that separate explosions in lateral (and in

the central) craters were not accompanied by earthquakes and left no trace on the seismograms.

Data obtained at the Station allow to think that, at present, there is a possibility to predict eruptions of new lateral craters of the Kliuchevsky volcano according to seismic data. The epicenter of preliminary earthquakes indicates the region of the awaited outbreak, and their force — the intensity of the subsequent eruption. There is no sufficient material accumulated in order to predict summit eruptions of the Kliuchevsky volcano, as there was observed only one weak eruption (1954), preceded and accompanied by a weak volcanic tremor with no preceding swarms of seismic shocks. It is possible to presume that strong eruptions will also precede by preliminary earthquakes with an epicenter in the region of the volcano summit.

Particularities of earthquakes connected with the volcano Bezymianny

The volcano Bezymianny is situated at 43 km from the Volcanological Station. Seismometric studies were carried on its first historical eruption (1955-1956). During the time of the eruption were recorded more than 30000 volcanic earthquakes. A swarm of earthquakes with an epicenter in the volcano region began three weeks before the eruption. The start of the eruption coincided, contrary, to the one that took place at the Kliuchevsky volcano, with a period of sharp increase in the number of shocks, but when the earthquakes energy reached already a maximum. The greatest number of shocks was observed during the Volcanian phase of the eruption and then there was a sharp fall in the number of earthquakes. This fall, however, was not accompanied by a decrease of the total energy of earthquakes (during 24 h).

The culmination explosion on the 30th of March 1956 coincided in time with a sharp fall in the earthquakes' energy. This explosion was accompanied by a powerful earthquake ($E = 10^{20}$ ergs) that was reflected on the energy curve by a sharp « peak »; then was renewed a further fall of energy. The course of changes in the number of earthquakes and in their power in time (as to decades) is given on fig. 5.

Obviously, in the course of the eruption of sopka Bezymiannaya, there occurred two different kinds of earthquakes; the weaker one had a surface hypocenter and an insignificant power. Increase or decrease

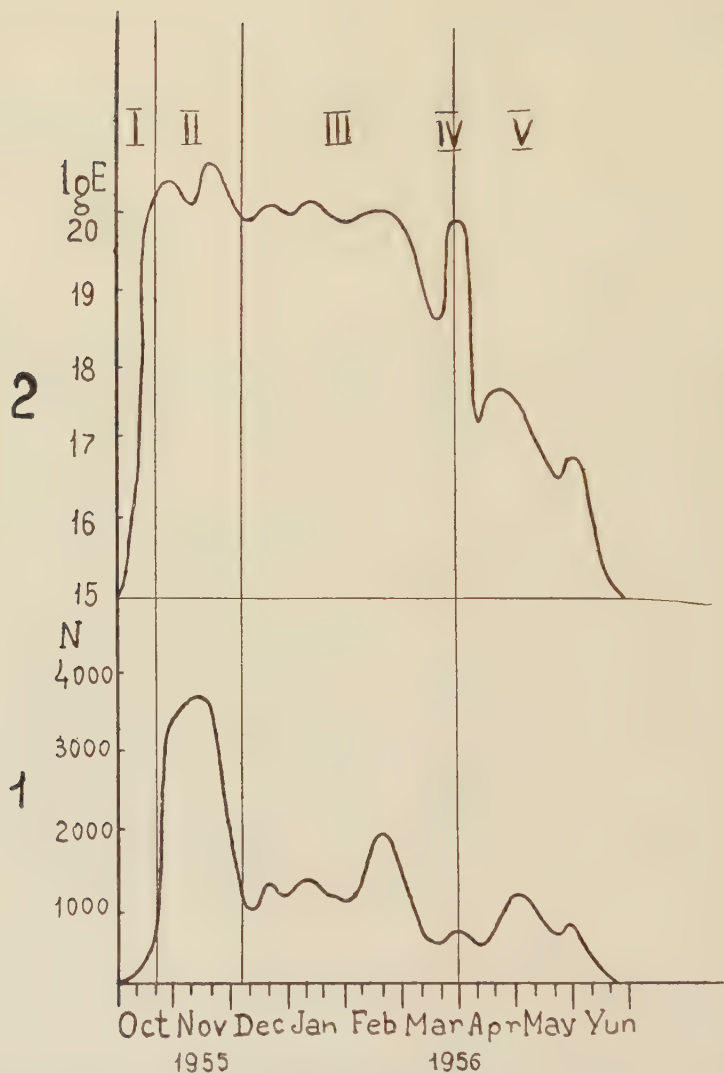


Fig. 5 - Diagram showing changes in the number (1) and energy of earthquakes (2) in the course of the Bezymianny Volcano eruption. II - Volcanian phase of the eruption, IV - culmination explosion of March 30, 1956.

in the number of these earthquakes reflected outer phenomena of the eruption, but did not influence noticeably the total energy of earthquakes. The second category of earthquakes had an energy reaching $10^{19} - 10^{20}$ ergs. with a hypocenter at a depth of about 50 km. These

earthquakes did not depend upon outer manifestations of the eruption, and changes in their power stood in dependence of deeper causes, that determined the general course of the eruption.

Studies of changes in the earthquakes' energy in the course of a durable (as to time) eruption will allow, apparently, to foresee its general course.

*
* *

Seismometric observations at the Kamchatka Volcanological Station allow to think the seismic method one of the most perspective as to prediction of eruptions. At the same time, obtained results show that each volcano has its own particularities in the connection between volcanic and seismic phenomena; for aims of a certain prediction it is necessary to make a careful preliminary study of these features.

Discussion

H. TAZIEFF: J'aimerais savoir si vous avez des enregistrements de tremblements de terre non suivis d'éruption et si vous avez déterminé la profondeur du foyer du tremblement de terre précédant l'éruption.

G. S. GORSHKOV: Nous avons actuellement une seule station, qui est trop petite pour pouvoir réaliser de telles études.

J. ROTHÉ: M. GORSHKOV a soulevé la question des différents types de tremblements de terre se produisant à proximité d'un volcan. Il est certain qu'il y a toute une série de séismes différents. Par exemple, dans le cas de Faïal, certaines grandes secousses ont été inscrites dans les stations européennes; lors du début de l'éruption de l'Hekla en Islande, en 1949, un séisme a été également enregistré dans des stations à grande distance; cela se produit aussi pour des séismes des îles Hawaii. Il est évident que l'on n'a pas eu l'inscription de séismes locaux provenant du voisinage immédiat du volcan, mais de séismes volcano-tectoniques du genre de ceux dont a parlé M. GORSHKOV.

Je crois que nous ferions oeuvre utile en essayant de réaliser une classification de ces séismes volcaniques, volcano-tectoniques et purement tectoniques et en publiant un petit atlas de séismogrammes typiques correspondant à chacune de ces catégories.

G. MACDONALD: Je me demande comment différencier les tremblements de terre volcaniques des tremblements de terre volcano-tectoniques ou purement tectoniques.

G. S. GORSHKOV: Uniquement par les enregistrements des séismographes de toutes les stations. Dans les tremblements de terre volcaniques la différence est d'environ 2, 4, 5 secondes. Je pense cependant que de tels tremblements de terre peuvent être aussi en rapport avec des mouvements tectoniques.

A. RITTMANN: Le projet de M. ROTHÉ tendant à la classification des différents types de tremblements de terre m'intéresse beaucoup. À l'Etna, par exemple, nous avons des séismes volcano-tectoniques, tectoniques régionaux et, naturellement, volcaniques; mais tous se produisant au voisinage du volcan lui-même, il n'est pas possible de les différencier par la localisation propre à chacun d'eux. La possibilité de distinction est à rechercher dans les caractéristiques mêmes des tremblements de terre, dans les périodes et la succession des différentes phases. Il faudrait que toutes les personnes qui travaillent sur cette question cherchent à se mettre d'accord sur la manière de faire cette classification et nous présentent leurs résultats.

E. BERG: Cette discussion ne peut se faire sans les séismogrammes, étant donné la diversité des appareils enregistreurs. Il y aurait d'ailleurs une instrumentation à mettre au point préalablement.

B. GÈZE: Je ne pense pas que nous ayons le temps de discuter valablement ces très grands problèmes. Il serait souhaitable que les volcanologues et les séismologues mettent la question à l'ordre du jour de la prochaine Assemblée Générale de l'U.C.G.I. ou prévoient même l'organisation d'un symposium strictement sur ce sujet.

A. RITTMANN: Chacun devra présenter ses séismogrammes et ses remarques afin de préparer la mise au point commune qui aboutira à une synthèse d'ensemble.

REFERENCES

1. GORSHIKOV G. S. - *Seismic observations in the settlement Kliuchi* - (28 August - 31 December 1948), Bull. Volc. St., No. 19, 1953 (in Russian).
2. ———— *Seismic observations in 1949* - Bull. Volc. St. No. 21, 1954 (in Russian).
3. ———— *Seismic observations in 1950* - Bull. Volc. St. No. 22, 1954 (in Russian).
4. ———— *Seismic observations during the first half of 1951* - Bull. Volc. St., No. 23, 1954 (in Russian).
5. ———— *Volcanic tremor, connected with the outbreak of the Bylinkina crater* - Bull. Volc. St., No. 23, 1954 (in Russian).
6. ———— *Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny* - Bull. Volc., Ser. II, t. XX, 1959.
7. ПИР B. I. - *The peculiarities of the Kliuchevskoy volcano eruption* - Trans. Labor. Volc., issue 13, 1958 (in Russian).

V. A. BERNSTEIN

On magnetometric investigations in vicinity of Volcanoes.

Magnetometric observations to receive information on structure of volcanic apparatus, were conducted on N.-E. and E. foot of Klutchevskaya volcano (Kamchatka) in 1953 and in volcano Zavaritzky region (isl. Simushir, Kurile Islands) in 1957-8. In both cases the observations were carried out by field vertical magnetic variometer.

In the former case measurments were made along four routes, which were radial as relative to the volcanic cone axis and were disposed in (10 : 25) km from it. The angle between extreme routes was 80 deg. Their lengths were 8 to 12 km, the observational points having been separated by intervals of (1 ÷ 2) km. Besides the vertical component of geomagnetic field Z, the horizontal component H of it was measured, for the auxiliary purpose, by the same device, but less exactly, and also the declination was measured by surveying compass. In the majority of observational points these field elements were received in three subpoints — the apices of triangles with sides 20 to 40 m, oriented on the spot. This permitted to judge about the degree of homogeneity of the magnetic field at the observational point and after it to judge about proximity of lava flows, because the magnetic field on the surface of them is the most unhomogeneous. With the aim to select the results undistorted by static magnetic hindrances, in this case magnetic fields of lava flows, distances from the lava flow were evaluated, where these hindrances by their absolute values became less then the given figure. For the sake of simplifying these evaluations, instead of the natural lava flow it was regarded homogeneously magnetized linear bar with rectangular cross-section and small ratio of thickness to width. The formulae of magnetic field of such a body are sufficiently simple for this task. The evaluation of magnetization was received from the difference between magnetic

field intensities on the surface of the lava flow and in remote points ($\approx 2100 \gamma$).

These methods of treating the observations gathered appeared to be sufficiently effective. By application of those methods, only the 20 % of the total measurements were kept, but those that have been kept admitted satisfactory interpretation.

Among the results the following may be mentioned.

On the N.-E. foot of Klutchevskaya volcano a zone of negative Z-anomaly was discovered. The volcano is situated inside the zone, at a distance not less than 16 km from its border. The zone has two stripelike elongations, in S.-E. and in N.-N.-E. directions, their breadth being 10 km and 8 respectively. The intensities of anomaly the biggest in absolute value was found out within the stripes, -400γ and -300γ respectively. On the territory of both stripes considerable eruptions, as regards their force, took place [1 ÷ 4].

While making numerical evaluations, it was supposed, that along the axis of the stripes within the crystalline fundament there existed domains, heated up to the temperature above the Curie-point of ferromagnetic minerals in the correspondent rocks. For the sake of simplifying it was accepted, that these paramagnetic domains had the form of vertical beds with sedimentary rocks cutting them above and with isothermal surface, at its usual depth in orogenic belts, from below. Also it was supposed, that paramagnetic domains were surrounding fissures, permanently filled with magma, the layer of it having been much thinner relative to the breadth of the stripe. This gave a possibility to evaluate the depth of outer surface of crystalline fundament, which appears not more than 4.5 km. Afterwards, using the intensities of Z-anomalies and evaluation of fundament rock magnetization according to H.-anomalies, it became possible to evaluate the width of paramagnetic domains. Then, keeping in mind the unstationarity of temperature distribution in the depth of the volcano, the ages of domains were calculated. As for the approximate temperature distribution T , that of semispace $x > 0$ was used with constant temperature T_0 at the border, time t elapsed after state with zero temperature everywhere at $x > 0$

$$T = T_0 [1 - \operatorname{erf}(\frac{x}{\sqrt{4k^2t}})] \quad (*)$$

Here k^2 is thermal conductivity. The T , T_0 and k^2 being 1100°C, 575°C and $5 \cdot 10^{-3}$ cal/grad. sm. sek respectively, the equation (*) gives $t \sim 10^3$ years for S.-E. stripe. This result does not contradict estimations of volcano Klutchevskaya age, deduced by another way [5] and confirms the assumption, that this volcano appeared as adventive one on Eastern slope of volcano Ploskaya Sopka. The N.-N.-E. stripe was found to be several times younger, than the former one. This was found out also by geologists [6]. The stripes of the negative Z-anomalies are parallel to the main tectonic directions, namely, Aleutian and Kurile-Kamchatkan. This confirms the opinion, regarding the structure of Klutchevskaya volcano fundament as intersection of the two volcano-active dislocations with the same directions. The greater breadth of S.-E. stripe correspondes to its greater volcanic activity.

With 16 km width of N.-E. part of anomalous zone and assuming, that the magma reservoir is merely a broadening in dislocations, mentioned above, on their intersection line, the dimensions of magma reservoir were evaluated. An approximate result is that to N.-E. direction the reservoir is bounded by surface, which deepens at 45 deg. with respect to ground surface. Horizontal dimensions of the reservoir grow proportionally to the depth and at the inner border of the Earth's crust reach the magnitude, which is sufficient for damping transversal fase of remote earthquakes on passing beneath the volcano [7].

At the Zawaritzky volcano an attempt was made to conduct investigation of another kind — not magnetometric survey type, but time-repeating one. The last eruption of this volcano occurred on 12.11.57. The observations were conducted in a few points and were repeated twice, — 1 month and 9.3 months after eruption. Observational points were based on layers composed of loose volcanic products and revealed good reproducibility. From measurments at control point the gap of measured values was found not to exceed 10 γ even without considering dial variations. As it will be seen later, the accuracy of such order of magnitude may be sufficient for magnetometric control of volcano state.

Observational points were spread in $(1 \div 2)$ km from the line of general tectonic dislocation which passed through volcano and its eruptive center. It was found out, that in 8.3 months the increase of Z-component of geomagnetic field was about 450 γ . This result has

to be proved by absolute-type measurements, but nevertheless it is not unexpected by its sign and order of absolute magnitude, as one may see from observations at other volcanoes [8,9]. If this change really took place one may draw some conclusions from it about the structure of volcano Zavaritzky apparatus. Due to geological environment it was admissible to suppose that magma-conducting ways of this volcano had linear form on plane and was stretched along in the direction of Kurile island arc in this region. Then change in width of paramagnetic layer adjoined the magma-conducting ways might be ≈ 300 m. As for magnetization of fundamnet rocks it was used magnetization of lava samples of this volcano somma. This value has justified itself in the interpretation of measurements within volcano Zavaritzky caldera in 1958.

On the other hand the heat losses due to thermal conductivity after the time interval under consideration might move the border of paramagnetic layer no more than up to 12 m, according to (*). For the sake of removing this discrepancy one may suppose the presence of some dozens of fissures each with separate paramagnetic layer. Such « battery » of fissures forms sensitive magnetic indicator of volcanic activity, if one remembers, that fixing changes $\sim 10 \gamma$ per month is not difficult.

The more complete results of investigations described are dealt with in [10, 11].

The above considerations open the way to prognosing as the places, dangerous in respect to eruptions, so the possible eruption dates, at least for some kinds of the volcanoes. The principal ideas at the base of them are to make use of existence of rock-constituting minerals that have Curie-point, and unstationarity of real thermal field around volcanic apparatus. The former connects magnetic and thermal fields, the latter connects their time-changes. But changes in temperature, as is well-known, call for changes in other properties of rocks, for example- mechanical properties. This allows to take new problems into consideration. Worsening of strength due to heating may promote collapse of the roof of magmatic basin with formation of caldera. Improvement in plasticity must lead to a depression-formation and to changes in seismic regime of the volcanic region. Development of the processes of this kind might be traced by magnetometric study.

REFERENCES

1. ПИП B. J. - *Eruptive activity of Klutchevskaya Sopka in 1944-1945* - Bull. Volc.-Stat. in Kamch., No. 14, 1948.
2. MENYAILOV A. A. - *Volcano Klutchevskaya activity in 1946-1948* - Bull. Volc.-Stat., No. 17, 1953.
3. GORSHKOV G. S. - *Eruption from new adventive craters of Klutchevskaya Volcano in Summer 1956* - Bull. Volc.-Stat., No. 27, 1958.
4. DITERICHS F. M., KULAKOV V. C. and SVYATLOVSKY A. E. - *Volcano Klutchevskaya parasitic craters, that have originated in 1932* - Proc. Kamch. Volc.-Stat., No. 2, 1948.
5. VLODAVETZ V. J. - *Historical review of Volcano Klutchevskoy eruptive activity* - Proc. Lab. Volc. and Kamch. Volc.-Stat., No. 6, 1949.
6. ПИП B. J. - *Klutchevskaya Sopka and its eruptions in 1944-1945 and previously* - Proc. Lab. Volc., No. 11, 1956.
7. GORSHKOV G. S. - *Seismic observations in village Klutchi from august 28 to december 31, 1949* - Bull. Volc.-Stat., No. 19, 1953.
8. RIKITAKE T., YOKOYAMA J. - *Volcanic Activity and Changes in Geomagnetism* - Journ. Geophys. Res., Vol. 60, No. 2, 1955.
9. MURAUCHI S. - *Seismometrical and geomagnetic Investigation of Volcano Suwanose* - Bull. Earthq. Res. Inst. Tokyo Univ., Vol. 35, No. 2, 1957.
10. BERNSTEIN V. A. - *Fore the problem of magnetic field at the foot of Klutchevskoy Volcano* - Bull. Volc.-Stat., No. 28, 1959.
11. ———— *On possible variations of magnetic field in Volcano Zavaritzky region in 1958 first half-year* - (in printing).

S. I. NABOKO

Change in the fumarole regime of Kliuchevsky volcano.

(With 2 text-figures)

During the twenty five years of continuous observations of its activity, the Kliuchevsky volcano was periodically erupting through its main (summit) crater and the lateral craters, formed on its flanks.

Owing to a great height of the volcano (4870 m) and bad accessibility of the crater, a study of its fumarolic regime is extremely complicated. Systematic observation of fumarolic regime was carried out on slag cones, lava flows and in explosive craters of lateral outbursts of 1932, 1938, 1945, 1946, 1951, 1953 and 1956. By the present time about 300 analyses of gases are available.

The breakthrough of lateral craters of the flanks of Kliuchevsky volcano follows sometimes eruptions of the main crater and sometimes happens quite independently.

Definite data are available on a dependence of changes in the fumarolic regime in lateral craters upon periods of a higher activity of Kliuchevsky volcano, which served as a basis of raising the question of it being possible to predict eruptions.

Fumaroles on slag cones of effusive craters and at the bottom of explosive craters are active for tens of years and reflect most vividly changes in the temperature and composition of gases. Fumaroles on lava flows do not live long; their temperatures and gas concentration drop fast.

In fumarolic gases we find in decreasing quantities water steam, carbon oxide and dioxide (CO , CO_2), sulphuric (S , H_2S , SO_2) and haloid gases, (HCl , HF , HBz). During high-temperature fumarolic stages hydrogen by quantity often does not give way to other gases. A peculiar feature of volatiles from lavas of Kliuchevsky volcano (basalt) is their enrichment by fluorine.

Gases emanating from the lava, exposed on the surface of the earth as a result of an eruption, are enriched by HCl and HF. Gases, emanating from explosive craters, where lava does not show up on the surface, are substantially sulphuric-carbonic.

The composition of gases was changing with time. In effusive craters (on slag cones) the change of gases was proceeding from substantially haloid gases, through sulphuric to carbonic gases; in explosive craters — from substantially sulphuric to carbonic.

The table gives data on the change in the composition of gases in fumaroles of the Biliukai lateral crater of Kliuchevsky volcano during the period 1946-1949.

Table 1

COMPOSITION OF FUMAROLIC GASES OF BILIUKAI IN 1946-1949

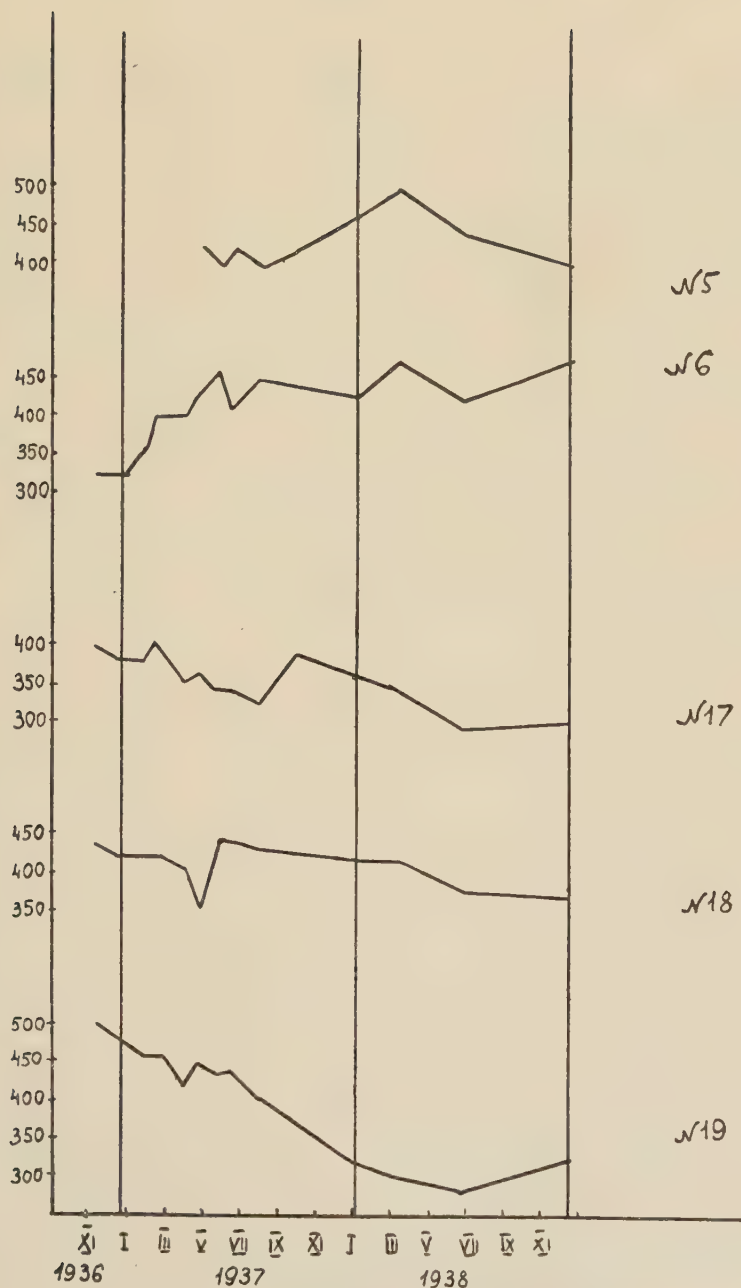
In parts per 10 after the extraction of H₂O, O₂, N₂. Mean data on analyses by L. A. Basharina.

Fumarolic stage	T°	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	CO	H ₂
Haloid	up to 170	38	8	—	—	31	23
Sulphuric	up to 150	1	52	—	43	3	1
Carbonic	80-90	—	19	7	74	—	—

A continuous weakening of fumarolic activity with time owing to the cooling of lava masses — a decrease in temperature and gas concentration — was repeatedly interrupted.

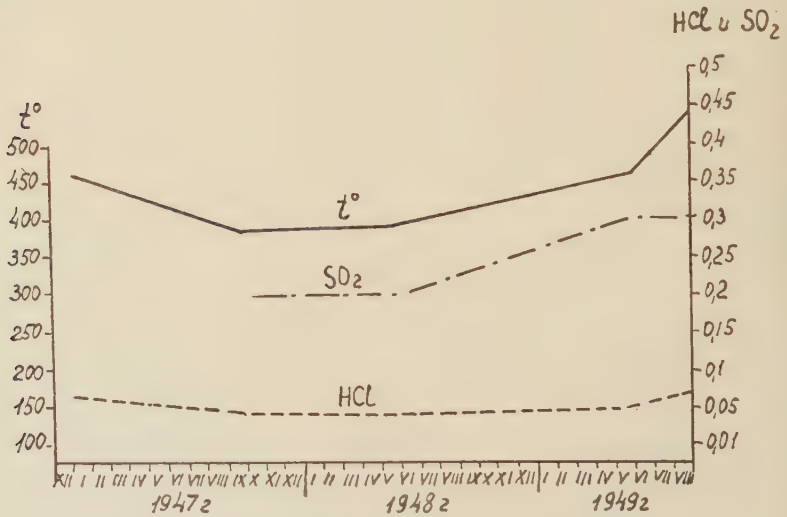
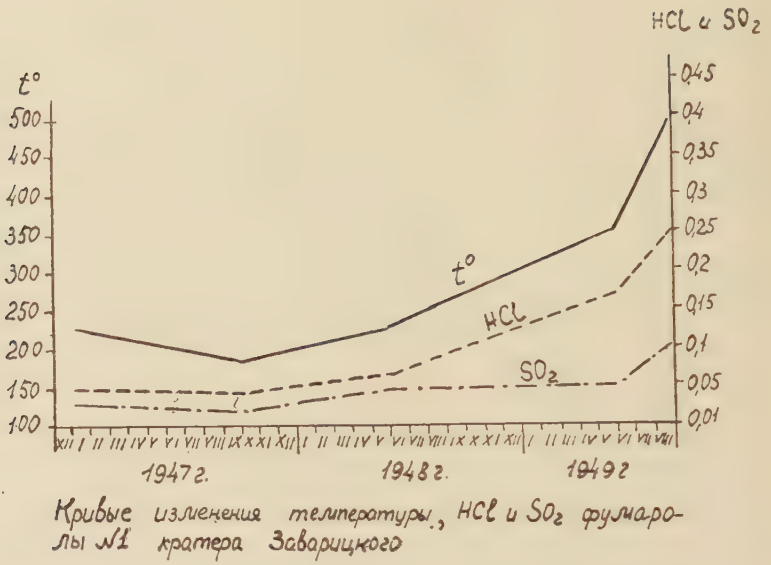
Below are data on the Tuila lateral crater, which burst out in 1932 and the Zavaritzky and Levinson-Lessing crater, formed in 1945.

On Tuila fumarolic activity was continuously dropping during the period from 1932 and up to 1936. However, in 1937 there was a change in the fumarolic regime. In April 1937 a crevice had opened up on the slag cone and a new fumarole was formed in it with a temperature up to 400°. On old fumaroles, located on the slag cone, a certain rise in temperature and gas concentration was observed (fig. 1). This change in the fumarolic regime coincided with a greater activity of the Main crater of Kliuchevsky volcano, which found its



фиг 1 Кривые изменения температуры
в фуларолах Тулы

Fig. 1



фиг. 2 Кривые изменения температуры, HCl и SO₂ фумаролы №1 кратера Левинсон-Лессинга.

Fig. 2

expression in outbursts of ashes and lava effusions. This was also a period of highest seismic activity.

The second saltatory rise in temperature of Tuila fumaroles coincided with the outburst of 1938 of new lateral craters on the Eastern flank of Kliuchevsky volcano at a distance of 20 km from Tuila — the Biliukai group. From the fissure, appearing in 1937 on the Tuila slag cone, there was a more intense exhalation of gases with a temperature of 400-500°. On old fumaroles (No 5 and 6), near the fissure, the temperature got also higher and the gas concentration increased.

On fumaroles, located at a distance from the newly formed crevice and on the lava flow, there has been no change in the fumarolic regime; gas temperatures and concentrations continued to drop without fail.

A change in the fumarolic regime was also observed on lateral craters of the Jubilee breakthrough of 1945.

During 1947-1948 the temperature regime of fumaroles on the slag cone and the lava flow of Zavaritzky crater was permanent. On fumaroles of the cone the temperature remained within the range of 230-240°, while on fumaroles of the flow it was 160-170°.

In 1949 on fumaroles associated with the longitudinal fissure on Zavaritzky cone the temperature rose by May by 100°, by August by 270°, reaching 500° instead of 232°. In the gas mixture there has been a much higher concentration of hydrochloric acid and hydrogen (fig. 2). The fumarolic regime on the lava flow of Zavaritzky crater remained always without any change — the temperature was kept within the range of 160-170°. In fumaroles, associated with the bottom of Levinsson-Lessing explosive crater, the temperature rose by 120°.

The period of higher fumarolic activity on Jubilee breakthrough coincided with a greater general seismic activity in 1949 and a higher activity of the Main crater of Kliuchevsky volcano.

Other cases of more intense activity of Kliuchevsky volcano were not reflected on the fumarolic regime of adventive craters.

It has to be admitted, that the change of fumarolic regime on lateral craters of Kliuchevsky volcano can not be used to a full extent for prognostications of Kliuchevsky volcano eruptions. In its greater part it is caused by seismic activity, which does not always precede or accompany eruptions of a volcano.

As a result of earthquakes, the formation of landslides and fissures is taking place in the loose slag material of lateral cones and

this facilitates the emanation of gases and oxidation reactions, which results in a rise of temperature of the fumaroles and a change in the ratios of gas components.

During lateral breakthroughs the connection with the focus and the main vent of the volcano becomes interrupted and the fumarolic activity in lateral craters is determined by the cooling of lava masses in the subsurface part of the adventive vent and on the surface.

Discussion

M. CHAIGNEAU: Quelle était la teneur en eau des fumerolles?

S. I. NABOKO: Les valeurs indiquées correspondent à des gaz anhydres. Il y avait 80 % d'eau.

M. CHAIGNEAU: Les méthodes de conservation des gaz ont-elles permis d'éviter des incompatibilités entre SO_2 et H_2S ?

S. I. NABOKO: C'est une question d'équilibre en fonction de la température et des quantités d'eau. Il est très instable sous des températures voisines de 100° .

M. CHAIGNEAU: C'est un équilibre en fonction du temps, c'est-à-dire que si vous conservez le gaz 8 jours vous n'avez pas le même résultat que si vous le conservez 30 jours par exemple. Quel appareillage a été utilisé?

S. I. NABOKO: Un appareil Dorsa.

A. MEYER: Quelle était la méthode opératoire pour le prélèvement?

S. I. NABOKO: Les prélèvements ont été faits par une équipe de chimistes. La technique utilisée est celle des ampoules à vide. Nous ferons ultérieurement une communication spéciale sur ce problème.

E. BERG: Elle est exacte. Les calculs ont été faits indépendamment de l'air et de l'eau.

G. A. MACDONALD: A propos de cette très forte concentration en oxyde de carbone, je voudrais mentionner un fait assez caractéristique. En 1790, des soldats américains qui marchaient sur un des versants du volcan ont été trouvés morts, mais sans dommage extérieur. Leur mort a été longtemps inexpiquée, mais il est possible qu'elle ait été due à la présence d'une très haute concentration de CO dans les fumerolles.

G. S. GORSHKOV

Determination of the explosion energy in some volcanoes according to barograms.

(With 3 text-figures)

With the development of volcanophysical methods, qualitative descriptions of volcanic phenomena begin to be in a greater degree substituted by their quantitative characteristic. For evaluating one of the most important parameters of explosive eruptions — of explosion energy — there exist several methods. Most convenient and, perhaps, the more precise one among them is a determination of the explosion air wave energy according to records of barographs.

The air wave energy is evaluated according to Taylor's formula (5)

$$E = \frac{2 \pi \cdot R H \cdot \sin \varphi}{\rho_0 V} \int p^2_0 \cdot dt \quad [1]$$

where R is the globe's radius ($2 \pi R = 4 \times 10^9$ cm); H — the height of the homogeneous atmosphere layer (1.3×10^6 cm); ρ_0 — air density at the earth's surface (1.3×10^{-3} g/cm³); V — sound speed (3.2×10^4 cm/sec); φ — distance from the explosion source in degrees; P — pressure; t — duration of vibration.

By substituting numerical signification of values entering into formula [1] by replacing in it $P = A \sin \omega t$, where A is the alteration of amplitude in pressure (expressed in meteorological millibars) and by intergrating, we reduce the Taylor's formula to

$$E(\text{ergs}) = 1.25 \times 10^{20} \sin \varphi \Sigma \frac{A^2 t}{2} \quad [2]$$

Here A is the amplitude of each separate half-wave on the barogram, whereas t = its duration.

Formula [2] allows to determine the energy of air waves according to barograms in a sufficiently rapid and precise way.

Thus, according to the barograph's record in Pulkovo (former

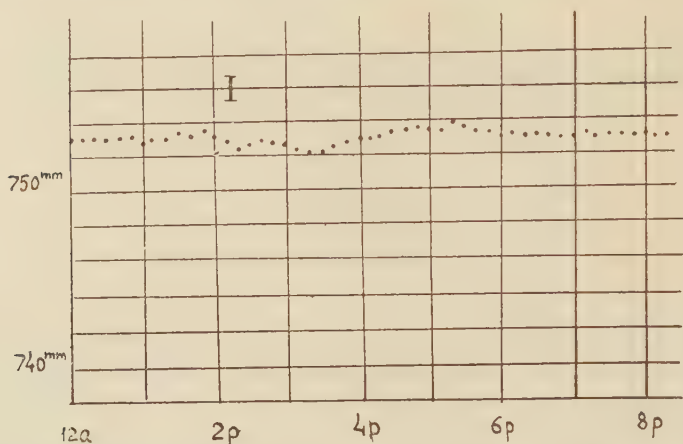


Fig. 1 - Record of the Krakatau explosion on August 27, 1883, Barogram of Pulkovo Station (4).

Pavlovsk) (fig. 1), situated at a distance of about 9.800 km from the isle of Krakatau, the energy of the air wave of the Krakatau explosion

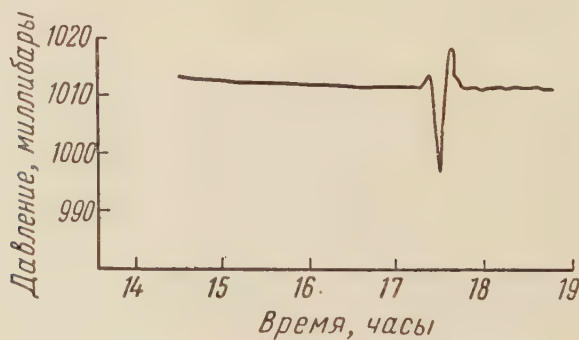


Fig. 2 - Record of the Bezymianny Volcano explosion on March 30, 1956, barogram of Kliuchi Meteorological Station (1).

on the 27 August 1883, is evaluated as 8.6×10^{23} ergs. The same value was calculated by PEKERIS (3). Air wave energy of the Bezymianny volcano explosion (30 March 1956) in Kamchatka according to the

record of the meteorological station Kliuchi (45 km from the volcano) was 6.4×10^{22} ergs (fig. 2); the mean of data, obtaining at eight stations situated at distances from 45 to 760 km, being equal to 3×10^{22} ergs. The barograph's record in Fort-de France (fig. 3) allows to evaluate the air wave energy during the explosion of the Mont Pelée Volcano on the 30th August 1902 as 4.7×10^{21} ergs.

Cited calculation allow to compare with sufficient precision these explosions in absolute or relative values; this would be impossible to do simply according to available descriptions.

The course of a direct definition of the air waves energy allows

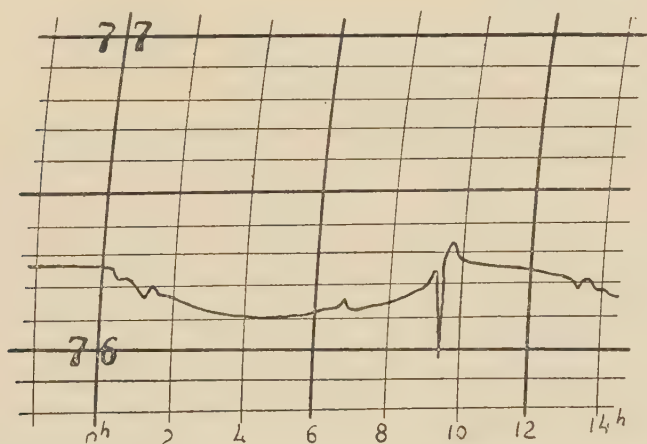


Fig. 3 - Record of the Mt. Pelée explosion on August 30, 1902, barogram of Fort-de-France Meteorological Station (2).

to compose a very simple classification for the strength of volcanic explosions in ergs or other power units, in which each subsequent class will differ from the previous one by one order of values. Thus, it will be possible to evaluate and to compare objectively explosive eruptions of very wide range.

Usual meteorological barographs make records of the air wave in powerful explosions at distances from several dozens up to 1000 km and more, and microbarographs — on the whole surface of the world.

We think rational the recommendation to equip volcanological stations and observatories with barographs and microbarographs. The former allow to record explosion waves of powerful close eruptions, the latter — of weak local explosions and powerful remote ones.

LITERATURE

1. GORSHKOV G. S. - *Gigantic eruption of the Volcano Bezymianny* - Bull. Volc., Ser. II, t. XX, 1959.
2. LACROIX A. - *La Montagne Pelée et ses éruptions* - Paris, 1904.
3. PEKERIS C. L. - *The propagation of a pulse in the atmosphere* - Proc. Royal Soc., London, Ser. A, Vol. 171, No. 947, 1939.
4. BYKATCHEW M. - *Note sur les ondes atmosphériques produites par l'éruption de Krakatoa* - Bull. Acad. Imp. Sc. de St.-Pétersbourg, t. XXIX, 1884.
5. WHIPPLE F. J. W. - *The great Siberian meteor and the waves, seismic and aerial, which it produced* - Quart. Journ. R. Meteorol. Soc., Vol. 56, No. 236, 1930.

V. I. VLODAVETZ

Principes de la division régionale volcanique en USSR.

L'activité volcanique, comme on le sait, peut apporter et apporte parfois aux hommes et à l'économie des désastres considérables.

Vésuve, Etna, Laki, Tambora, Consequina, Krakatau, Pelée et tout récemment Hibok-Hibok et Lamington — voici une liste incomplète des volcans dont les éruptions ont provoqué de grands désastres.

Il est naturel qu'un problème de la lutte et de la défense contre ce phénomène apportant le malheur devait surgir et surgit. A l'heure actuelle on prend quelques mesures de défense qui peuvent être divisées en mesures actives et passives. Sans parler des bombardements et de la construction des digues et d'autres obstacles pour l'avancement des coulées de lave (Hawaï), des mesures et constructions différentes ayant pour but de changer le caractère de l'éruption (par exemple, les tunnels dans le cratère du volcan Kelud), autrement dit sans parler des mesures de la défense active, je m'arrête à la division régionale volcanique qui avec la prévision du début de l'éruption peut être rapportée aux mesures de la défense passive.

En Union Soviétique on a commencé le travail appelé en russe « vulcanitcheskoye rayonirovaniye », c'est-à-dire la définition près des volcans actifs des zones dangereuses ou relativement dangereuses pour les hommes et pour les valeurs matérielles. Tel est le contenu de ce terme que nous avons traduit en français comme « division régionale volcanique ».

On doit prendre comme base l'idée que les sciences qui étudient les phénomènes naturels spontanés pouvant apporter les désastres et auxquelles se rapporte la volcanologie doivent diriger leurs investigations vers la révélation des indices et du caractère des prochains événements catastrophiques. Cela est nécessaire pour pouvoir prévenir

les hommes de ces événements et pour ne pas se borner à une analyse des événements qui ont déjà eu lieu et qui avaient provoqué ou non des conséquences désastreuses.

C'est pour cela que l'élaboration des mesures fondées sur les données scientifiques avec l'expérience mondiale et qui tendent à créer les conditions de la sécurité et préserver les hommes de la mort et les valeurs matérielles de la destruction ainsi que l'application de ces mesures doivent se réaliser avant les événements terribles et non pas après comme on l'observe malheureusement souvent.

Une des mesures destinées à préserver la vie des hommes et la conservation des valeurs matérielles dans les régions des volcans actifs consiste dans la division régionale volcanique.

Son but principal est de mettre la population au courant des zones dangereuses et relativement dangereuses, de présenter les recommandations aux établissements responsables de la sécurité de la population, de l'installation des localités et de la construction de différentes entreprises.

Il est souhaitable d'effectuer la division régionale volcanique non seulement près des volcans réellement actifs mais aussi près de tels volcans dont la fin d'activité semble être douteuse selon différents faits et considérations si, près de ces derniers, se trouvent des villes et des grands villages. L'histoire nous enseigne que les plus grands désastres ont été liés avec l'éruption des volcans qui étaient par méprise considérés comme éteints ou dont le type probable d'éruption n'était pas connu.

Une attention particulière doit être attribué à l'étude de ces volcans actifs ou douteux qui se trouvent près de grandes localités ou près de grandes constructions.

Effectuant la division régionale volcanique pour la région d'un volcan concret on doit prendre en considération toutes ses particularités caractéristiques et les analyser du point de vue de la possibilité du désastre ainsi que du point de vue des facteurs favorisant la défense du désastre.

La division régionale volcanique effectuée en URSS est déterminée et basée par l'analyse des données suivantes:

1. Le volcan doit être rapporté à la catégorie des volcans actifs ou douteux.
2. L'état du volcan à l'heure actuelle.

3. La structure de l'appareil volcanique et les roches qui forment le volcan.

4. Le caractère de l'activité du volcan dans le passé.

5. Les données géophysiques (sismiques, magnétométriques etc.).

6. Le relief du volcan et des environs.

7. Les conditions climatiques.

1. L'attribution du volcan à la catégorie des volcans actifs ou éteints provoquait encore assez récemment beaucoup de discussions. Maintenant il est à peu près généralement admis chez nous qu'un volcan est actif si:

a) il a des éruptions maintenant; *b)* les dates des éruptions dans le passé sont connues d'après les données dans la littérature et dans les documents historiques; *c)* on parle des éruptions dans les traditions populaires; *d)* les données volcanologiques, sismiques ou parfois magnétiques et gravimétriques le prouvent; *e)* il est très jeune (d'après: l'âge absolu déterminé par C_{14} , les données archéologiques, les données morphologiques).

2. L'état du volcan au moment de la description:

a) actif; *b)* fumerolle; *c)* solfatare; *d)* mofette; *e)* seulement les sources chaudes; *f)* sans phénomènes thermaux et gazeux apparents.

3. Pour comprendre le caractère des processus volcaniques dans le passé et leur rôle dans la formation du volcan il est très important de déterminer la structure de l'appareil volcanique et la composition des roches qui le forment. Cela permet de juger de la nature des laves et des types d'éruption qui prédominaient au cours de la formation de ce volcan.

4. Le caractère de l'activité dans le passé:

a) caractère des formations volcaniques — nappes et coulées des laves, tufs volcaniques et tufo-brèches, dépôts des nuées ardentes, des coulées boueuses etc.; *b)* types d'éruption; *c)* périodicité des éruptions (rythmique ou arythmique).

5. Les données géophysiques — données sur le changement dans l'espace et dans le temps des hypocentres des séismes, du magnétisme etc.

6. Le relief du volcan et de ses environs.

Une étude minutieuse du modelé: présence des barrancos, des ravins, des vallées, des collines, des chainons etc. Les unes de ces formes localisent l'avancement des coulées de lave ou boueuses, les autres comme les collines et les chainons sur les pentes et au pied

du volcan, changent la direction des coulées ou freinent et stoppent leur avancement.

7. Les données climatiques — données sur les saisons des pluies, leur force et durée, sur les chutes de neige et la puissance de la couverture nivale, sur la force des vents et leurs directions dominantes.

En se basant sur toutes ces données on distingue et délimite sur la carte près des volcans actifs des zones dangereuses et relativement dangereuses. Il est souhaitable aussi de porter sur la carte des voies probables d'avancement des coulées de lave, des coulées d'agglomérats, des nuées ardentes, des avalanches et des coulées boueuses, si ces phénomènes avaient eu lieu au cours des éruptions antérieures ou si on peut les attendre dans un assez proche avenir.

Si dans les zones dangereuses ou relativement dangereuses existent des endroits peuplés, on indique sur la carte les voies d'évacuation de leurs habitants.

A la base de cette division régionale volcanique, des indications et recommandations doivent être données aux autorités correspondantes en ce qui concerne la défense des désastres probables dans telle ou telle situation concrète (interdiction des constructions, création des digues et des remblais, bombardements, évacuation de la population etc.).

C'est ainsi que, pour préserver la vie des hommes et conserver les valeurs matérielles des conséquences désastreuses des éruptions catastrophiques, il est nécessaire d'effectuer la division régionale volcanique pour l'application des mesures susnommées.

Les descriptions de chaque volcan dans la division régionale volcanique doivent être faites dans deux variantes. La première-élargie, avec une carte et les données détaillées et avec l'indication de certaines investigations et mesures qui doivent être faites dans le cas où elles n'ont pas été encore faites pour ce volcan. La deuxième n'est qu'une carte avec une notice. La première variante est destinée aux établissements scientifiques, la deuxième aux autorités correspondantes.

Cependant on ne doit pas s'arrêter ici sur le plan de la défense de la population contre les éruptions catastrophiques. Le service volcanique, dans la mesure de ses possibilités, doit continuer toujours de différentes investigations scientifiques de caractère pratique ayant pour but de rechercher de nouveaux moyens de défense active, de prévision des éruption. On doit, en particulier, effectuer des levés magné-

tiques répétés, suivre les déplacements et les localisations des hypocentres des séismes volcaniques et tectoniques, les changements des pentes des volcans, déterminer sur les pentes différentes les vitesses maximales du mouvement des coulées boueuses et de lave etc.

S'appuyant sur ces nouvelles données, il est nécessaire d'apporter les corrections et les suppléments dans la division régionale volcanique, c'est-à-dire dans la définition des zones dangereuses ou relativement dangereuses et dans l'élaboration des mesures correspondantes de défense.

Discussion

J. JOLIVET: M. VLODAVETZ vient d'aborder le sujet essentiel de notre symposium. En ce qui concerne la Guadeloupe, toutes les mesures concernant la protection des populations menacées par une éventuelle éruption sont prises; un plan d'évacuation est absolument au point, mais on a calculé que le coût de cette évacuation totale s'élèverait à 3 milliards de francs. La décision comporte donc pour le volcanologue une grosse responsabilité.

A. RITTMANN: Je suis personnellement dans la malheureuse position de diriger la surveillance d'un volcan actif (Etna) et je devrais prendre les précautions nécessaires, mais je ne sais pas comment. Le problème est excessivement délicat car les facteurs psychologiques sont aussi importants que les autres et, certainement, les plus difficiles. Comment préparer les populations sans les affoler?

G. A. MACDONALD: En 1933, au Kilauea, la majorité de la population s'est repliée quand on le lui a conseillé. Il n'y a eu aucune panique. Parlant d'après ma propre expérience, je crois que le volcanologue doit rechercher la confiance du public et l'aider à avoir cette confiance.

H. TAZIEFF: Je peux citer deux exemples opposés dont j'ai fait l'expérience. A Java, l'évacuation s'est faite sous la direction de l'armée, mais on s'est aperçu quelques jours plus tard qu'une partie des villageois était revenue dans la nuit, clandestinement, car ils n'avaient aucune confiance dans les volcanologues. Par contre, l'année dernière à Faïal, lorsque les autorités, sur le conseil des volcanologues portugais, ont déclaré qu'il fallait évacuer, la population a obéi sans la moindre hésitation après avoir discuté avec les hommes de science et il n'y a pas eu de retour clandestin. Comme M. MACDONALD je pense que le côté psychologique est bien le plus important. La qualité du service volcanologique et le contact personnel des volcanologues avec la population sont absolument indispensables.

A. RITTMANN: Je pense qu'il faudrait surveiller aussi la Presse, qui publie souvent des nouvelles fausses ou tendancieuses.

H. TAZIEFF: Entièrement d'accord. Dans le cas de Faïal, la Presse locale d'information s'est montrée parfaite; elle ne publiait que les informations des volcanologues. Il en est malheureusement tout autrement pour la grande Presse.

G. A. MACDONALD: En conclusion, je souligne la nécessité des contacts fréquents (et non pas seulement en cas de danger) entre les volcanologues et la population.

R. MORIMOTO

Submarine eruption of the Myôjin reef.

(With 4 text-figures and 4 plates)

Introduction

It was one of the most tragical accidents in our research history of volcanoes that nine scientists and twentytwo seamen had thrown in their lots with the vessel in victim « No. 5 Kaiyo-maru », a surveying boat of the Marine Safety Board of Japanese Government, attacked by the shock of severe submarine explosion on September 24, 1952, near the Bayonnaise Rocks, about 420 km south of Tokyo, Japan (fig. 1).

Near the Bayonnaise Rocks, the hypersthene-augite-anorthite basalt projecting about 10 m above sea level at 31°55.3'N, 139°54.5'E, volcanic activities have been recorded in 1906, 1915, 1934, 1946, 1952-1953, and in 1955. The 1952-1953 eruption was first eyewitnessed by the crew of the No. 11 Myôjin-maru, a fishing boat of Yaizu Port, Shizuoka Prefecture in the early morning of September 17 at the sea about 8.3 km NEE of the Rocks (fig. 2). The reef formed by the submarine eruption was named as « Myôjin-shô » or « Myôjin-reef » after the name of the boat of these first eyewitnesses.

The writer embarking on the training ship « Shinyô-maru » of the Tokyo Institute of Fisheries observed the actual scenes of submarine explosions of the Myôjin-reef on September 23, one day before the accident of the No. 5 Kaiyô-maru, and could collect an ejected block of the dacite pumice. He returned to Uraga Port, Kanagawa Prefecture, in the evening of September 24, and heard that the No. 5 Kaiyô-maru had missed. From the next day on, shattered debris with embedded volcanic rock fragments were collected by the ships sent for rescue of the missing boat.

Thereafter, an investigation committee was organized to clear the causes of disaster of the vessel in victim. The writer investigated these minute rock fragments embedded into the debris and identified some

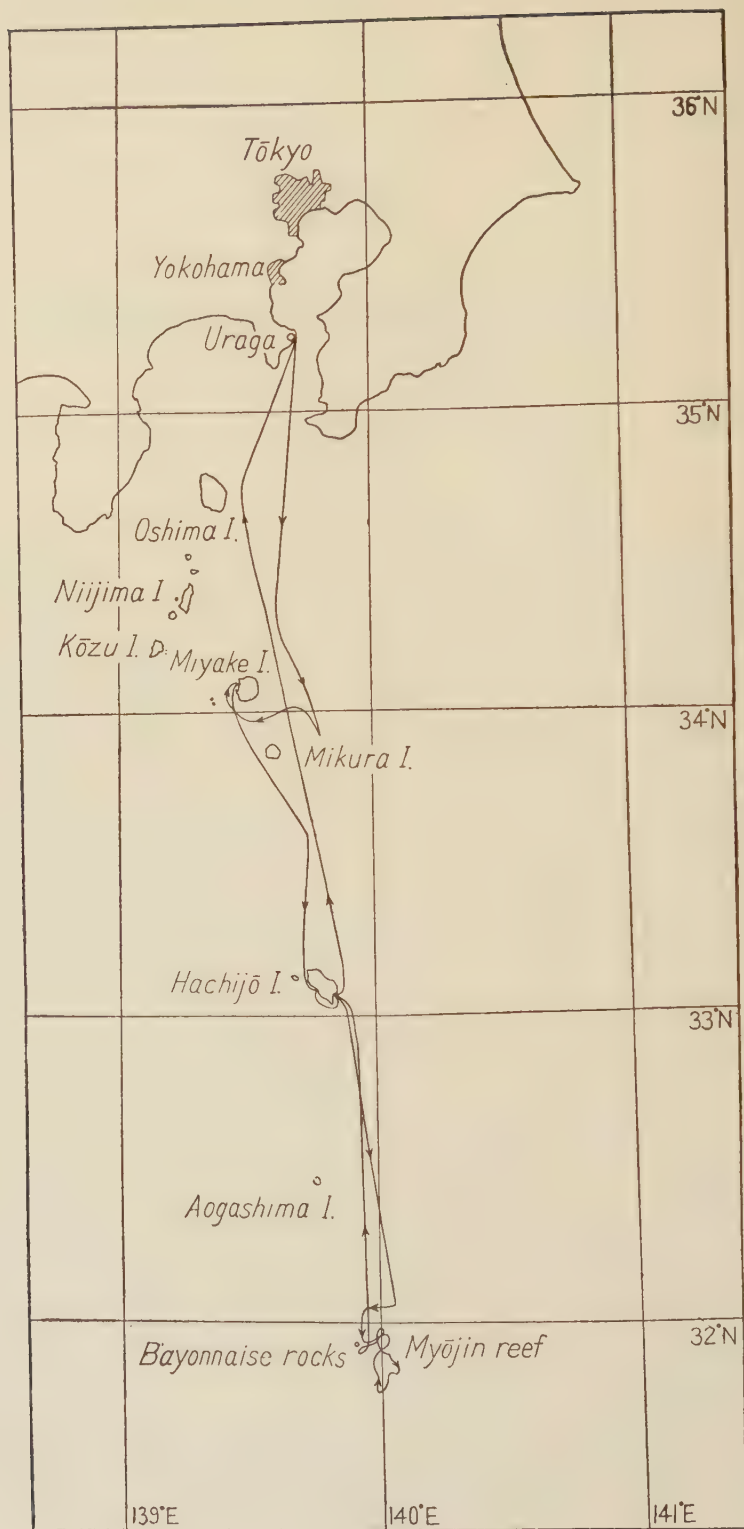


Fig. 1 - Geographical situation of the Myōjin-reef and the course of voyage the S. S. Shinyô-maru, Sept. 21-24, 1952.

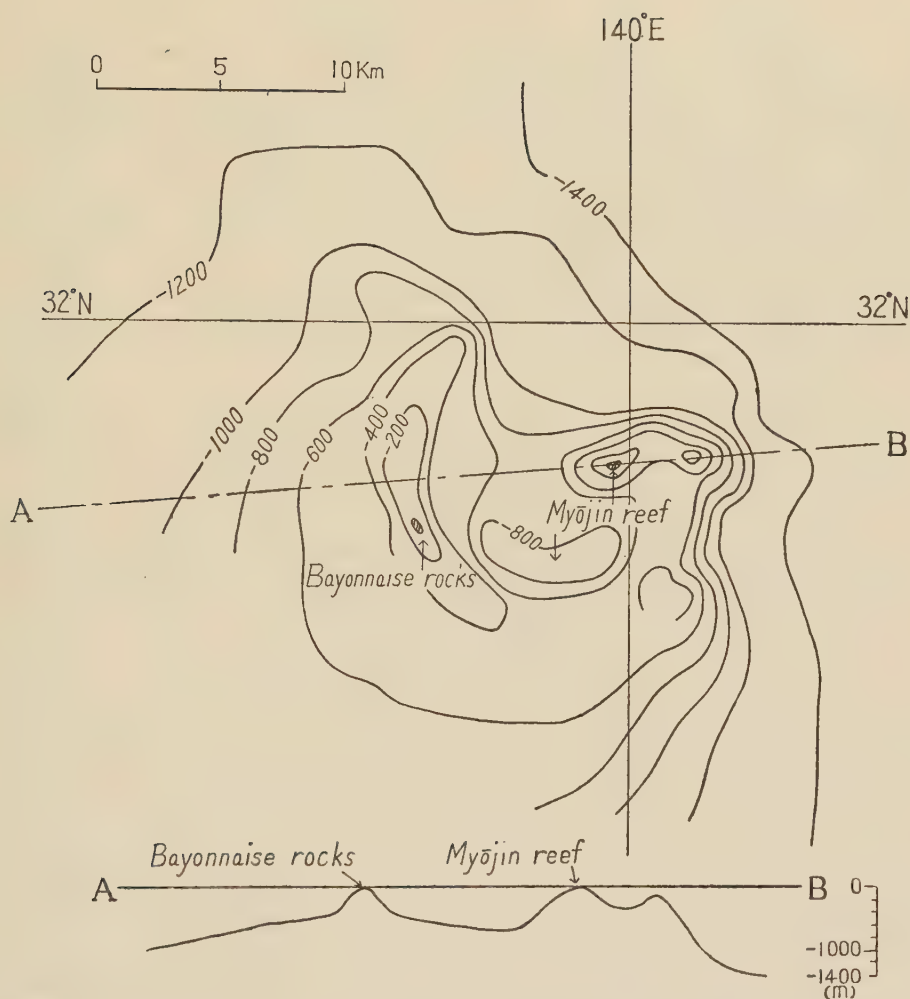


Fig. 2 - Bottom configuration near the Bayonnaise Rocks after the bathymetric chart No. 81 of the Hydrographic Office, Marine Safety Board, the contour lines being drawn by the writer. Ryōichi Mita, a geographer of the Hydrographic Office who embarked on the missing boat « No. 5 Kaiyō-maru », had already pointed out that the Bayonnaise rocks were a portion of the wall of the crescent-shaped caldera of large scale, up to 10 km. in its diameter, and that the island ephemerally formed at the 1946-eruption, as well as the Myōjin-reef, might be one of the two or more tholoides built on the submarine double volcano.

of them as the dacite ejected from the Myōjin-reef. Outline of the investigation of the actual scenes of submarine eruption and of the wreckage are described in this paper.

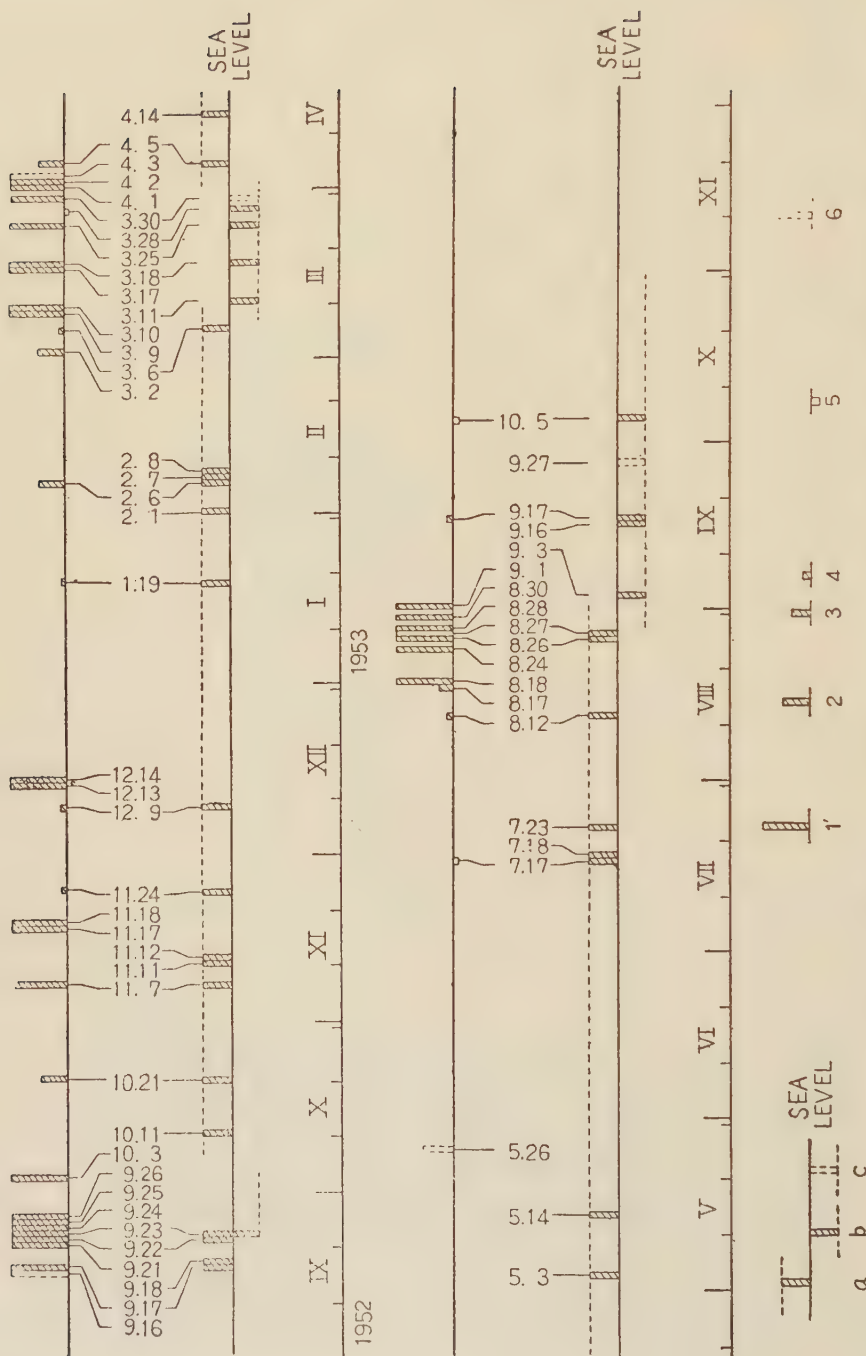


Fig. 3 - Schematic representation of the 1952-1953 eruption of the Myōjin reef. a-c indicate whether the volcano being submerged or emerged; a: island visually recognized on the sea, b: the volcano completely submerged, and c: the volcano supposed to be submerged. 1-5 show a state of eruption visually observed; 1: major explosions, 2: vomiting of ash cloud and vapour with moderate explosive action, 3: remarkable vapour emission without visible explosion, 4: vapour emission only without visible explosion, and 5: no visible activity. 6 shows activities presumed from tsunami, sound, underwater listening, etc.

The 1952-1953 eruption.

According to the records at the underwater listening stations off California (1), the Myôjin-reef had already been in her active state since the early morning of September 16, 1952 before the first discovery of the present eruption by the crew of the No. 11 Myôjin-maru at about 07h25m on September 17. Several « tsunamis » which must have been derived from submarine explosions at the Myôjin-reef were recorded by a wave recorder installed near Yaené Port on Hachijô Island, about 130 km north of the reef (2). The wave recorder caught the tsunami of this sort at 12h20m during its operation from 10h55m to 15h33m on September 16, already. On the same day at 11h52m, a microseism whose maximum amplitude being 5 μ and mean period being 4.1 seconds was felt at the island. The microseism was said to have travelled from the same source of the above-mentioned tsunami.

In the present eruption the volcano appeared on the sea with blocky lava head on September 17 or 16. Several days later the activity became explosive and on September 23 after two successive submarine explosions at 13h12m and 13h40m, it submerged completely leaving ahead the sea water changed into yellow in colour owing to the subaqueous emission of volcanic dusts. One of the typical examples of these submarine explosions will be illustrated in the following figure (fig. 3). About half a month later the volcano appeared on the sea again probably on a day after 3rd and before 11th of October, 1952. Until the beginning of March in the next year, perhaps March 9-10, 1953, when the island submerged after severe explosion, the ocean current had presumably been breaking on the side of the island. Typical volcanic spines such as observed on the summit of Mt. Pelé were protruding from the vent during the second period of appearance from October 3-11, 1952 to March 9-10, 1953 (fig. 4). In the succeeding three weeks or more, from the middle of March to the beginning of April, remarkable submarine explosions were reported many times. Explosions became frequent and emission of ash and vapour became continuous. Thus, at the beginning of April, 1953, probably between April 3 and 5, the third appearance of the island

(1) R. S. DIETZ and M. J. SHEEHY, *Transpacific detection of Myôjin volcanic explosions by underwater sound*, Jour. Oceanogr. Japan, 9 (1953), 53-83.

(2) Marine Safety Board, *Memoir of the investigations on the causes of disaster of the No. 5 Kaiyô-maru, 1953* (in Japanese), 74-77.

took place. The island had presumably been exposed on the sea with continuous vapour emission till the end of August. No conspicuous explosions had been recorded in this subaerial period. Since the middle of August, 1953, the amount of vapours rising from the island

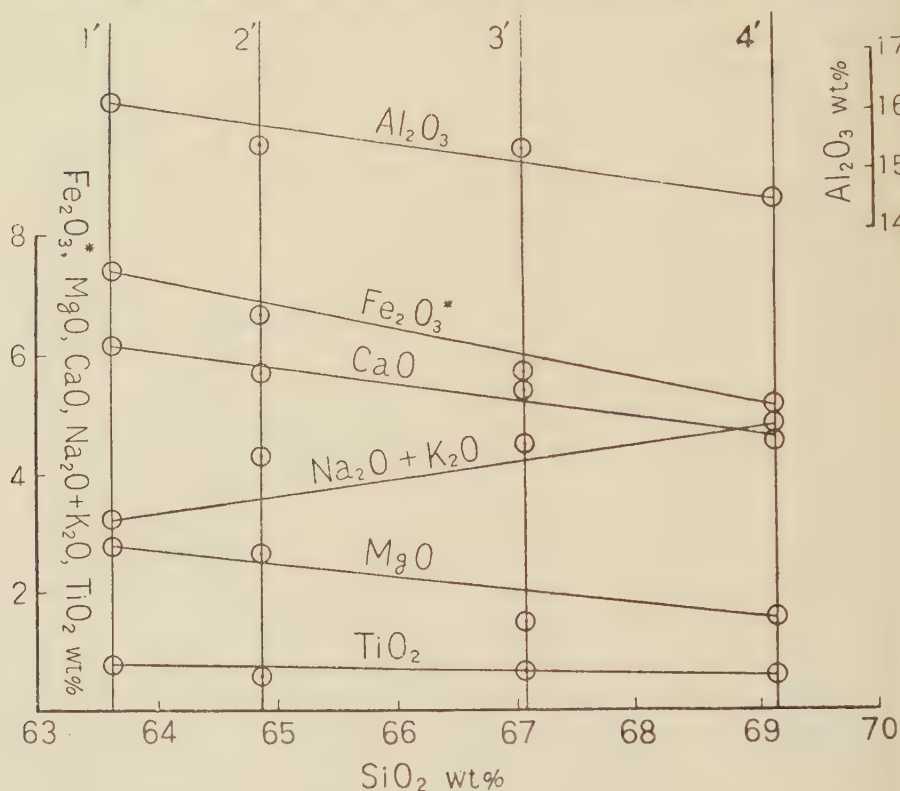


Fig. 4 - Results of the chemical analyses shown in Table I are plotted on the addition-substraction diagram, being recalculated as water free.

had increased. Puffing of ash clouds became active toward the end of the month, sometimes up to 500 m. or more into the air. In the last week of that month the volcano turned into explosive state. The explosive actions at the end of the month were the most destructive of the present eruption. Large amounts of ash, sand, and pumice were ejected. Ash of andesitic composition, whose chemical analysis will be shown in the Table I, were blown away, while the pumice grains drifted to the shore of Aogashima, about 50 km. north of the volcano were exclusively white dacite. About ten days' explosive activities

led to the collapse of the island into the sea and the Myôjin reef has never emerged upon the sea level since the first few days in September 1953.

On November 4, 1954 two explosions were reported from the Myôjin-reef during 14h-15h by a fishing boat, though the report was not recognized by the Hydrographic Office. Activity at the Bayonnaise rocks was found by the No. 2 Hôshin-maru of the Fisheries Experiment Station of Aichi Prefecture on June 25, 1955 at 16h.

It is clearly shown also by the above-mentioned diagram (fig. 5) that the successive explosive activities accompanied with outbursts of large amount of pumice continuing for several days or more always preceded the collapse of the island into the sea. The repetition of gradual formations of dome or spines followed by violent collapses owing to severe explosive activities were displayed by the Myôjin-reef through the 1952-1953 eruption. Had the eruption occurred on the land, severe avalanche of domes or spines, pumice shower, nuée ardente, phenomena characteristic to the Peléan eruption would have been observed.

The accident of the S. S. No. 5 Kaiyô-maru must have been brought about by such a severe submarine explosion like those the writer eyewitnesses in the first destructive stage of the 1952-1953 eruption of the volcano.

Disaster of the No. 5 Kaiyô-maru.

The S. S. No 5 Kaiyô-maru, a surveying boat, 211 tons, of the Hydrographic Office, Marine Safety Board of Japanese Government, left Tokyo for the Myôjin-reef at 10h15m on September 23. No communications have been received from the ship since 20h30m of the same day when the ship was sailing southwards off Miyaké-shima (fig. 1). There was no sigh of reply from the boat for the wireless call of enquiry sent from the Hydrographic Office at 12h19m on September 24. From the next day afternoon on to September 27, debris of fittings, equipment, superstructure of the hull, etc., were found by which disaster of the ship was recognized.

All persons who embarked on the ship were missed with the vessel in victim. There was no eyewitness of the accident. The materials obtained were the debris whose time and place of collection are known. But according to the following evidences, the investigation

committee on the causes of disaster could lead to the conclusion that at about 12h20m (Japanese Standard Time) of September 24, a submarine explosion must have attacked the S. S. No. 5 Kaiyô-maru on her starboard upwards obliquely, then some of her superstructure on the right side of the ship were blown off, and the ship might have immediately sunk into the sea (1).

(1) A travel-time curve of these debris may be drawn in the same way as in propagation of seismic wave when date of finding the debris are designated by ordinate and localities of finding shown by the distances from the Myôjin-reef as abscissa. The curve thus obtained intersects the ordinate at 10h-12h of September 24. In this case of course it is postulated that these debris had been derived from the Myôjin-reef. Effect of leeway on each fragment of the debris was taken into consideration in this treatment.

(2) Records of the tsunami waves of the self-registering wave gage installed at Yaené Port of Hachijô island about 130 km north of the reef as well as those of Underwater Listening Stations off California clearly show that a severe explosion took place at about 12h20m on September 24, 1952.

(3) Volcanic rock fragments are embedded into these debris exclusively and some of them are identified as the dacite ejected from the Myôjin-reef.

*Volcanic rock fragments embedded into the debris of
the No. 5 Kaiyô-maru*

The pumice block ejected from the reef at its 13h40m explosion on September 23 is two pyroxene quartz dacite in which porphyritic crystals of andesine, high quartz, hypersthene, augite, and iron ore are scattered in the porous glassy groundmass (2). It is quite heterogeneous. Dark or light greyish patches of various size from several centimetres or more in diameter to microscopic scale are sporadically contained in the main white portion of the dacite. These patches are dolerites, andesites, compact dacites, and aggregates of the earlier crystallized minerals from the magma. Chemical compositions of the main white portion and of the greyish patches are shown in the table

(1) Marine Safety Board, *Ibid.* (2).

(2) H. TSUYA, R. MORIMÔTO, and J. OSSAKA, *A brief note on the petrography of the pumice ejected from the Myôjin reef near the Bayonnaise rocks, September 23, 1952*, Jour. Tokyo Coll. Fisheries 40 (1953), No. 2 (Special No.), 16-18.

(Table I) with that of the ash of August 26, 1953. The rock fragments embedded into the hard wooden debris are exclusively compact dacites or andesites which are similar to the above-mentioned greysh patches. A fragment of altered andesite, 5 mm in diameter, was found at the fringe of the barrel used for storage of food on the ship. Wooden tissue of the barrel around the fragment was deformed and destroyed (fig. 6). Dark patches of the compact dacites are embedded into a portion of the tronsom board of « Temma », a Japanese punt, and also into a part of the pilla between the wheel house and the radio room. These fragments of 5 mm or more in diameter are always embedded into the hard wooden portion of destroying the surface layer of paint (fig. 7). Such phenomena would not occur in cases of the free falling of these rock fragments on the hard wood plates. Velocities of these minute grains were estimated as 200-300 m/sec. by Hirata (5), which value accords with those of the velocities given to the ejecta at the time of volcanic explosion. A compact dacite block of fist size was found in the floating barrel which was used for storage of food on the vessel in victim. The rock is similar in its petrographic feature to the compact portion of the dacite pumice ejected from the reef at its 13h40m explosion. The chemical composition of the dacite found in the barrel lies between that of the main white portion of the pumice of 13h40m explosion and that of the greysh patches included in the same pumice (fig. 8). Thus most of the rock fragments found in the debris of the S. S. No. 5 Kaiyô-maru seem to have been derived from the same magmatic origin as the ejecta the writer collected on September 23, one day before the disaster of the ship.

In conclusion, the writer wishes to have his opportunity to express his sincere thanks to Dr. KANJI SUDA, Director of the Hydrographic Office of Japan, and Mr. YÛSHIRO TSUKAMOTO, Chief of the Astronomical Section of the same Office, for their kind presentation of the materials. The writer's cordial thanks are also due to Prof. HIROSHI NIINO of the Tokyo Institute of Fisheries and to Prof. HIROSHI TSUYA of the Earthquake Research Institute, who gave him an opportunity of participating the investigation of the volcano. Finally the writer mourns deeply over the death of thirtyone persons embarked on the No. 5 Kaiyô-maru.

(1) Marine Safety Board, *Ibid.* (2).

Table 1

CHEMICAL COMPOSITIONS OF THE EJECTA FROM THE MYÔJIN REEF
IN THE 1952-1953 ERUPTION. ANALYST J. OSSAKA, EARTHQUAKE
RESEARCH INSTITUTE, UNIVERSITY OF TOKYO

	1	2	3	4
SiO ₂	63.30	63.57	65.39	68.23
Al ₂ O ₃	16.10	15.19	14.99	14.31
Fe ₂ O ₃	3.13	2.40	1.98	1.75
FeO	3.80	3.72	3.15	2.92
MgO	2.77	2.62	1.47	1.51
CaO	6.12	5.55	5.27	4.51
Na ₂ O	2.67	3.44	3.69	3.90
K ₂ O	0.51	0.77	0.63	0.75
H ₂ O (+)	0.52	0.63	0.81	0.37
H ₂ O (—)	—	0.37	0.67	0.18
TiO ₂	0.79	0.59	0.70	0.59
P ₂ O ₅	0.13	0.06	0.14	0.10
MnO	0.18	0.10	0.10	0.08
NaCl	—	0.77	0.63	0.53
S	n.d.	n.d.	n.d.	0.12
TOTAL	100.02	99.78	99.62	99.85

1) Greysh patches included in the white pumice ejected from the Myôjin-reef at 13h40m September 23, 1952. The test piece was washed with distilled water before analysis and was heated at 110°C in air bath. Coll. by the writer.

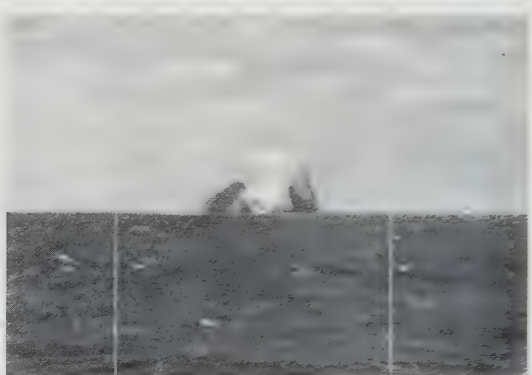
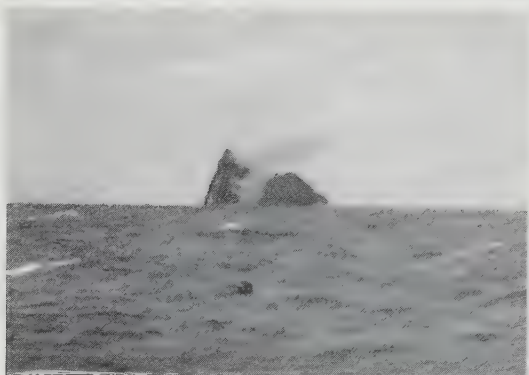
2) Ash deposited on the S. S. Umitaka-maru at the explosion of 21h, Aug. 26, 1953 of the Myôjin-reef, collected by the crew of S. S. Umitaka-maru of the Tokyo Institute of Fisheries.

3) The rock fragment found in the floating barrel of No. 5 Kaiyô-maru. The rock seems to be ejected from the Myôjin-reef about 12h20m, Sept. 24, 1952.

4) Main white portion of the hypersthene-augite-dacite pumice ejected from Myôjin-reef, 13h40m, Sept. 23, 1952, Coll. by the writer.

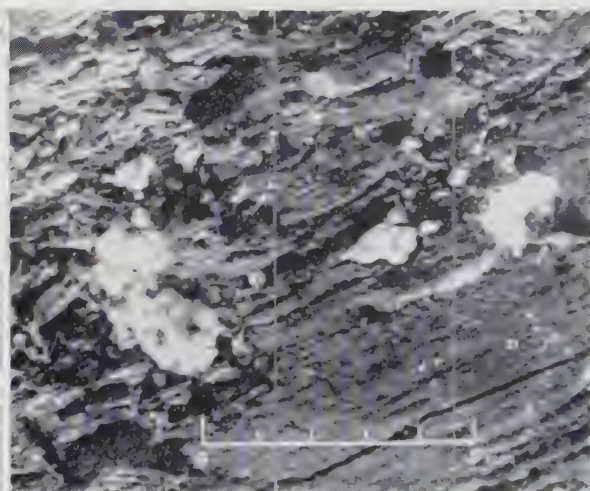
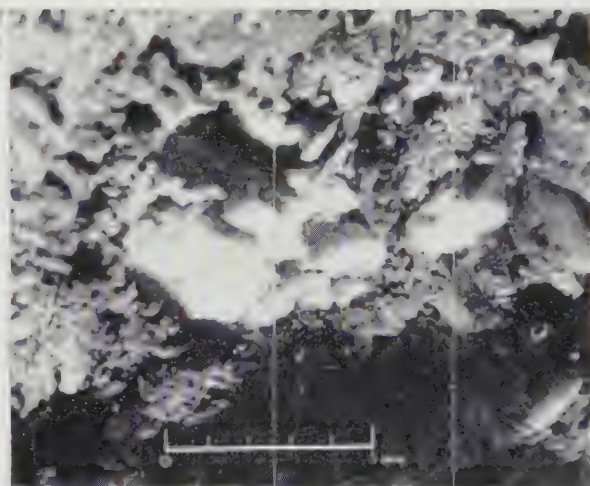
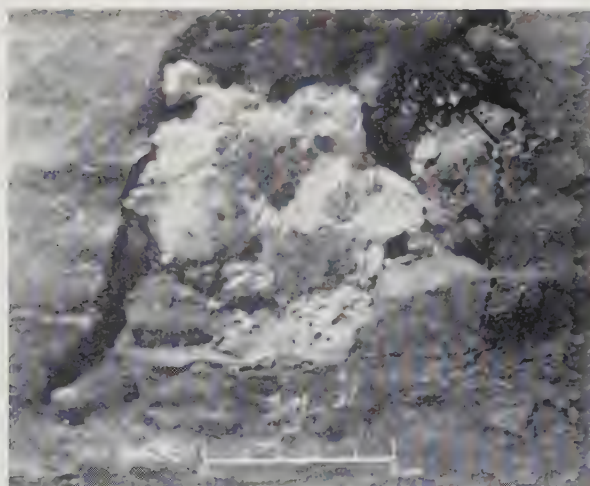
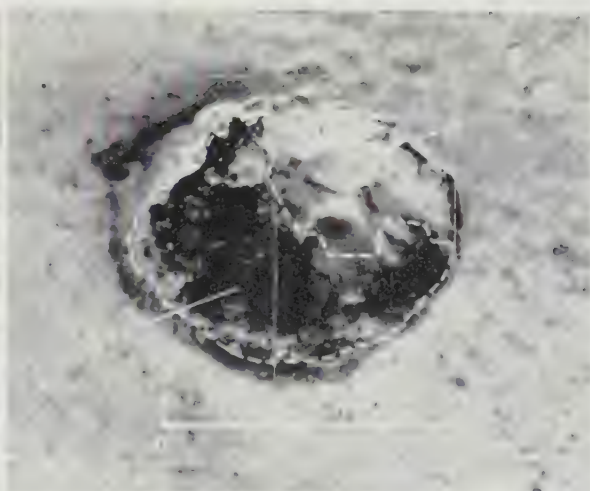
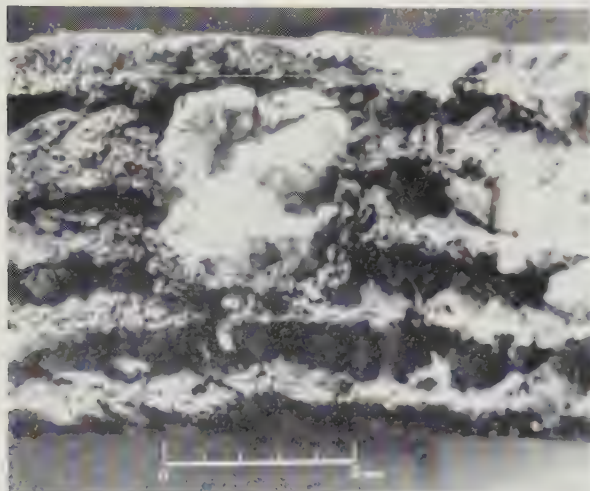


The 13h12m submarine explosion of the Myōjin-reef on September 23, 1952. (Beginning at top left-hand corner, downwards) 1) Before the explosion, 2) 1 sec. after the first manifestation of the submarine explosion on the sea, central height of the water dome being nearly to 20 m., and the width of the dome being about 270 m. in diameter, 3) Ditto 3 sec., 4) Ditto 5 sec. A number of blocks followed by dark water tails, mixture of sea water and rock fragments, broke through the crest of the dome like plumes. 5) Ditto 8 sec. The ejecta arrived at the height of about 400 m. or more and then turned downwards. White smokes and grey or brown ash clouds began to gush out successively. (Beginning at top centre, downwards). 6) Ditto 12 sec., 7) Ditto 15 sec., 8) Ditto 20 sec. A large mass of the clouds about 600 m. high covering the sea over an area of about 1,500 m. in diameter. 9) Ditto 30 sec. The clouds began to move upwards to make a cauliflower cloud, 10) Ditto 1 min. Head of the cauliflower cloud moved out of the camera field and the neck column of the cloud appeared. (Beginning at top right-hand corner, downwards). 11) Ditto 3 min. The cauliflower cloud, several thousands metres high, moved away and vortical ash columns are rising. 12) Ditto 4 min. Ash began to fall and the explosion cloud became translucent gradually. 13) Ditto 5 min. The explosion cloud dissolved into blue sky leaving many floating pumice blocks on the sea. White vapours were rising from them, 14) Ditto 15 min. There is nothing to show any evidence of the severe explosion except the yellowish turbid current owing to continuous subaqueous emission from the volcano. 15) Ditto Ejected pumice blocks drifting southwestwards. Wide of each photograph on the horizontal line in picture being about 1,100 m. (The photos taken in the distance of about 1,800 m. from the explosion point).



Volcanic spines of the Myōjin-reef after its second appearance on the sea, projecting about 94 m. above sea level in its highest peak, 07-10h, on February 1, 1942, compiled by the writer from many photos by J. Kusaka, SE-ward, E-ward, NE-ward, N-ward, NW-ward, W-ward, SW-ward, and S-ward views respectively from top of left corner downwards and from top of right corner downwards.





Volcanic rock fragments embedded into the debris: Fringe of a food-barrel (top left), pila between wheel house and radio room (top right), transom board of Temma (middle left), Ditto (middle right), Ditto (below left), and wooden top rail of bull work (below right).

ARTURO ALCARAZ (1)

Tilt measurements in Philippine volcanic areas.

(With 21 text-figures)

Introduction

Of prime importance to the science of Volcanology is the prediction of eruptions so warnings of danger to life and property could be provided. Any possible aid towards this end, therefore, is not only welcomed, but should be thoroughly investigated for all its worth. One such aid is the measurement of ground tilt.

It is now generally known that rapid ground movements occur in volcanic regions. Due to the rise of viscous magma to the surface, the overlying rocks may be up-arched. The arching could be of a magnitude easily discernible to the unaided eye, as was the case in 1943 when the rocks on the flank of Usu Volcano in Japan were pushed up to form a small dome about 200 meters in height. The ground movements associated with volcanic activity are not always as dramatic, however, as the above incident. It is to be expected that the movements would be, more often than not, so small as to require instrumental aid in measuring them. Thus, tiltmeters, especially those of the liquid-level type, have become indispensable instruments in volcano observatories.

In the year 1957, the Commission on Volcanology initiated a program of tilt measurements in the vicinity of Mayon Volcano and at Mambajao in the vicinity of Hibok-Hibok Volcano. The tilt data gathered from these stations is reviewed in this paper, and the method of computation being used for finding the direction or orientation of the tilt axis is described. The tilt data so gathered is not yet sufficient to allow the drawing of new inferences concerning the relation of ground tilt to the state of volcanic activity, there being no unusual activity of Mayon and Hibok-Hibok volcanoes during the period cov-

(1) CHIEF VOLCANOLOGIST, *Commission on Volcanology*, Philippines.

ered by the data. Still, the results are most encouraging and warrants continuance of the project. It is the plan of the Commission on Volcanology, therefore, to continue maintaining the tiltmeters already installed, and to add new ones in other volcanic areas besides.

Instrumentation.

The tiltmeters being used by the Commission on Volcanology are of the liquid-level type similar to the one in use by the Hawaiian Volcano Observatory. The instruments were made by the Commission from locally available materials. The detailed description and construction of the tiltmeters is described in a separate paper.

Tilt installation.

One complete tiltmeter installation comprises three cylinders containing water and placed at the apexes of a right triangle. The

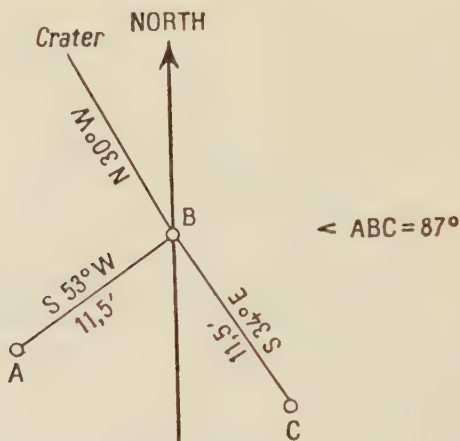


Fig. 1

cylinders are interconnected by tubing to allow the free flow of water from one cylinder to another. In order to get the most sensitivity, the legs of the triangle are made as long as space in the station would allow, and when possible, one of the shorter legs is oriented in the direction of the crater. Readings are made everyday at the same hour to reduce to a minimum the effect of temperature changes. The observations are then entered as in the sample form attached.

Mayon installation. — The tiltmeter at Legaspi in the vicinity of Mayon Volcano was installed on June 12, 1957. However, it was not until June 21 that the set was thought to have settled sufficiently as to allow consideration of the readings made on that day as the initial datum. The tiltmeter was set up as shown in the following sketch :

Hibok-Hibok installation. — Upon the completion of the addition made to the seismograph shed in Mambajao, a tiltmeter of the same general construction as that earlier installed in the vicinity of Mayon

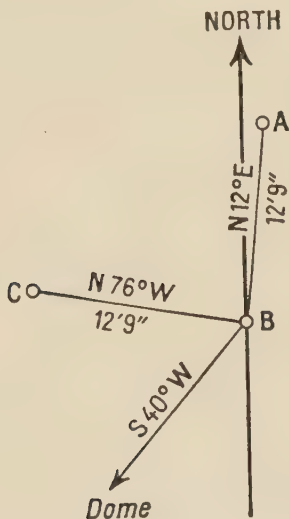


Fig. 2

Volcano was set up. Reading were started on February 11, 1958. The datum chosen, however, were the readings for the 14th of February, as the set had acquired stability by then. The installation is as shown below.

Tilt computations.

Liquid-level tiltmeters operate on the principle that water in vessel interconnected by tubing unaffected by capillary attraction will rise to the same level, that is, the water surfaces of the vessels will lie in the same horizontal plane. Any ground tilt that affects the supports of the tiltmeter will disturb this equilibrium and will

cause water to flow in or out the cylinders until the water surfaces once more lie in the same horizontal plane. The tilt, therefore,

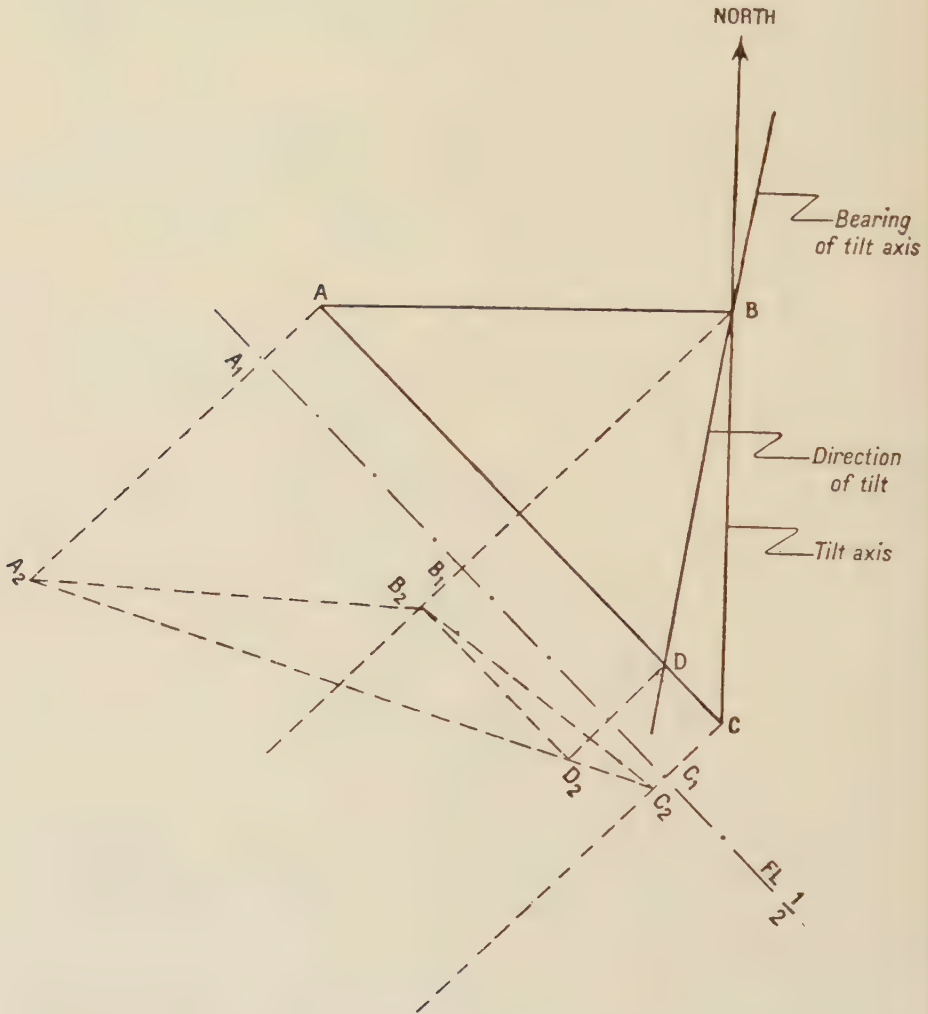


Fig. 3

becomes reflected in differences in readings of the elevations of the water surfaces before and after the tilt. These differences can be considered as cumulative changes when referred to a certain datum

plane. The first stable reading obtained after installation of the tilt-meter, or after every servicing or adjustment made, is considered as the datum upon which all subsequent readings are compared.

From the cumulative changes thus obtained, the amount of tilt and the direction of orientation of the tilt axis can easily be computed either graphically or trigonometrically. The solution is that use for « three-point » problems.

Graphical Solution. — The solution by graphical method for the orientation of the tilt axis and the direction and amount of tilt is outlined below with the construction lines being shown in Fig. 3.

Problem: To find the bearing of the tilt axis and the amount of tilt with reference to a certain horizontal datum plane.

Sample data: Mayon tilt readings for June 21 (as datum) and those for June 29, 1958.

Cylinder	A	B	C
June 21	0936 div.	1481	1591
June 29	0854	1467	1587
Diff. from datum	—82	—14	—04

Procedure:

(a) The relative positions in a horizontal plane of cylinders A, B and C are plotted.

(b) Using convenient units, the difference in readings of the water level in each cylinder and the datum readings is then plotted in a vertical plane passed through points A and C.

(c) The vertical projection of the tilt axis can now be found by drawing a horizontal line from the intermediate point (B in the sample problem) to intersect the line joining the other two points.

(d) The horizontal projection of the tilt axis is easily found from its vertical projection, e.g., BD from B_2D_2 in fig. 3.

(e) The angle formed by line BD with the North-South line of the sketch is the bearing of the tilt axis.

(f) The direction of tilt is of course normal to the tilt axis and towards the side containing the lowest of the three points.

(g) The amount of tilt is usually very small (only a few seconds of arc) and so cannot be found conveniently by extending the graphical solution to this point. However, it can easily be computed by

too laborious. It was, therefore, replaced by an analytical method worked out.

Analytical Solution. — The same problem worked out graphically in the preceding paragraph can also be solved trigonometrically as follows :

Following the letter designations shown in Fig. 4,

Let $m = AD$, the intercept of the tilt axis on line AC , and measured from point A .

$A_1 =$ datum height of the water level in Cylinder A .

$A_2 =$ any subsequent height of the water level in Cylinder A .

$B_1 =$ datum height of water level in Cylinder B .

$B_2 =$ any subsequent height of the water level in Cylinder B .

$C_1 =$ datum height of the water level in Cylinder C .

$C_2 =$ any subsequent height of the water level in Cylinder C .

$a =$ the length of the hypotenuse of the right triangle ABC , which is a constant for any particular tilt installation.

$x =$ difference in readings of cylinders A and B .

$y =$ difference in readings of cylinders A and C .

$z =$ difference in readings of cylinders B and C .

$\beta =$ the vertical angle made by line A_2C_2 with the horizontal.

$\alpha =$ the horizontal angle made by the tilt axis with the altitude of the right triangle ABC drawn from point B .

Then,

$$\tan \beta = \frac{A_2 - C_2}{a} = \frac{B_2 - C_2}{a - m}$$

Solving for m ,

$$m = a - \frac{a(B_2 - C_2)}{(A_2 - C_2)} \text{ or } m = \frac{a(A_2 - B_2)}{(A_2 - C_2)} = \frac{ax}{y}$$

Knowing m , α can now be found by the relation:

$$\tan \alpha = \frac{m - a/2}{a/2}$$

Or,

$$\alpha = \arctan \frac{2m - a}{a}$$

From fig. 4, it can be seen that the bearing of the tilt axis will be $45^\circ - \alpha$.

It will be seen upon inspection that the values of α will range from 0° to 45° , and that the bearing of the tilt axis will correspondingly range from N 45° E to Due North. The direction of tilt will be Northwest for all values. This will be the case as long as the following relation obtains: $(A_2 - A_1)$ greater than $(B_2 - B_1)$, the latter greater than $(C_2 - C_1)$, but $(A_2 - B_2)$ is greater than $(B_2 - C_2)$.

Any bearing of the tilt axis and direction of ground tilt can, on the basis of the above method, be considered as falling under one of eight possible cases. These cases with the corresponding formulae for determination of « m » and « α » are given in Table I.

Table I

TILT FORMULAE

Case	m =	tan α =	Bearing & Dip.
I. $(B_2 - B_1) > (A_2 - A_1) > (C_2 - C_1)$	$a \frac{z-y/2}{z}$	$90^\circ - \frac{a-m}{m}$	N45°W to E-W NE dip.
II. $(B_2 - B_1) > (C_2 - C_1) > (A_2 - A_1)$	$\frac{a y}{2 x}$	$90^\circ - \frac{m}{a-m}$	N45°W to N-S NE dip.
III a. $(A_2 - A_1) > (B_2 - B_1) > (C_2 - C_1)$ but $x > z$	$\frac{a x}{y}$	$\frac{a-2m}{a}$	N45°E to E-W NW dip.
III b. $(A_2 - A_1) > (B_2 - B_1) > (C_2 - C_1)$ but $x > z$	$\frac{a x}{y}$	$\frac{2m-a}{a}$	N45°E to N-S NW dip.
IV. $(A_2 - A_1) > (C_2 - C_1) > (B_2 - B_1)$	$\frac{a y}{2 x}$	$90^\circ - \frac{m}{a-m}$	N45°W to N-S SW dip.
V. $(C_2 - C_1) > (A_2 - A_1) > (B_2 - B_1)$	$a - \frac{a y}{2 z}$	$90^\circ - \frac{a-m}{m}$	N45°W to E-W SW dip.
VI a. $(C_2 - C_1) > (B_2 - B_1) > (A_2 - A_1)$ but $x > z$	$\frac{a x}{y}$	$\frac{2m-a}{a}$	N45°E to N-S SE dip.
VI b. $(C_2 - C_1) > (B_2 - B_1) > (A_2 - A_1)$ but $z > x$	$\frac{a x}{y}$	$\frac{a-2m}{a}$	N45°E to E-W SE dip.

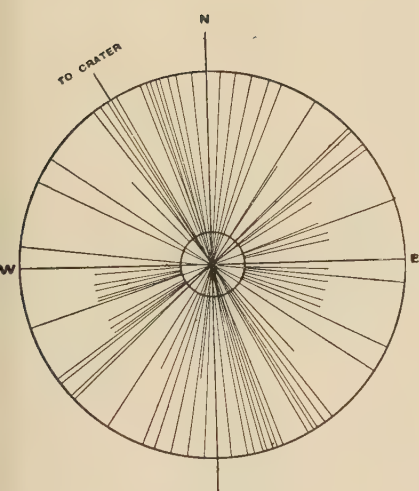
Data Evaluation :

The tilt axis computed for each month is plotted in stereographic projection to show any tendency or preference in orientation during the month. Such projections are shown in the accompanying sketches. The longer lines represent the direction of the tilt axis, while the shorter lines represent direction of dip. As will be noted from a close scrutiny of the various diagrams, there are months when there were strong tendencies for the tilt axis to group themselves within a very small range. What inferences may be made concerning this would be premature since the data so far obtained is only for a year's time. Meanwhile, it is interesting to speculate on the possible relation of such preferences on orientation to the way crustal blocks in the vicinity of the volcano respond to internal causes or to outside influences. No inferences as yet can also be made about the relation of tilt to volcanic activity, since during the period covered by the tilt data, there had been no changes in the activity of the volcanoes concerned.

MAYON VOLCANO TILT DETERMINATION

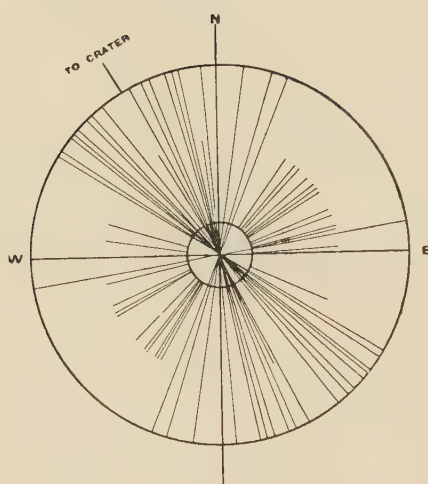
1957

Date	July		August		September	
	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.
1	N 54 W	SW	N 30 W	NE	N 03 W	NE
2	50	»	51	»	54	»
3	60	»	46	»	36	»
4	11	»	37	»	39	»
5	41	NE	33	»	45	»
6	85	SW	23	SW	55	»
7	16	»	N 22 E	NW	46	»
8	N 23 E	NW	N 24 W	SW	60	»
9	N 26 W	SW	N 14 E	NW	67	»
10	21	»	64	»	49	»
11	N 18 E	NW	N 07 W	SW	52	»
12	87	»	31	NE	54	»
13	N 07 W	SW	64	»	48	»
14	41	»	46	SW	39	»
15	N 25 E	NW	45	»	37	»
16	N 39 W	NE	39	»	51	»
17	34	»	53	»	42	»
18	45	»	51	»	47	»
19	47	»	N 26 E	SE	61	»
20	64	»	N-S	E	49	»
21	N 67 E	NW	N 09 W	NE	43	»
22	N 61 W	NE	54	SW	49	»
23	N 42 E	NW	11	NE	38	»
24	N 41 W	NE	29	»	45	»
25	N 17 E	SE	09	»	37	»
26	N 48 W	NE	19	SW	35	»
27	66	»	16	NE	37	»
28	83	»	43	»	46	»
29	58	»	09	»	39	»
30	34	»	N 68 E	SE	51	»
31	30	»	N 19 W	NE	—	—



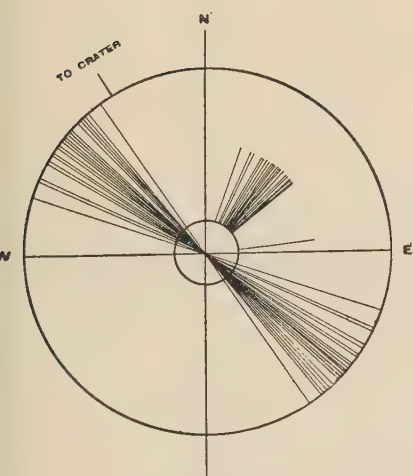
July 1957

Fig. 5



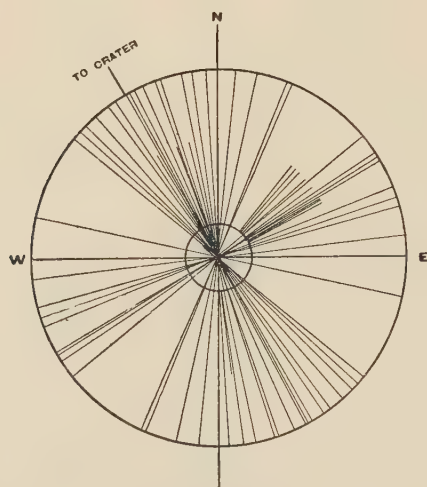
August 1957

Fig. 6



September 1957

Fig. 7



October 1957

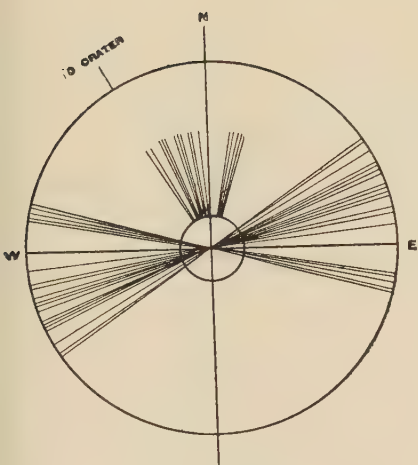
Fig. 8

Variations of tilt directions
Mayon Volcano

MAYON VOLCANO TILT DETERMINATION

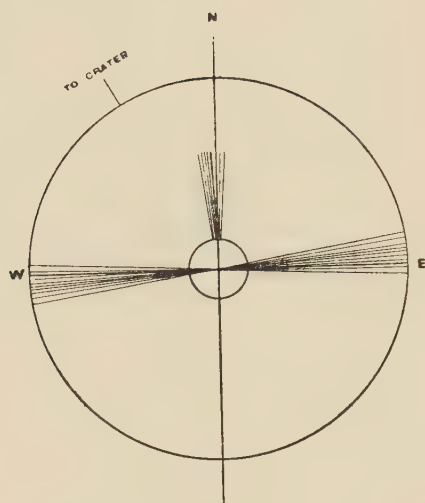
1 9 5 7

Date	October		November		December	
	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.
1	N 38 W	NE	N 69 E	NW	N 87 W	NE
2	42	,	70	,	89	,
3	25	,	83	,	89	,
4	33	,	78	,	84	,
5	54	,	61	,	88	,
6	N-S	E	72	,	N 88 E	NW
7	N 19 W	NE	N 75 W	NE	N 87 W	NE
8	N 87 E	SE	76	,	N 89 E	NW
9	N 41 W	NE	75	,	N 87 W	NE
10	N 26 E	SE	75	,	N 86 E	NW
11	16	,	72	,	N 86 W	NE
12	N 25 W	NE	73	,	N 87 E	NW
13	20	,	73	,	N 86 W	NE
14	08	,	73	,	89	,
15	N 27 E	SE	71	,	89	,
16	N 74 W	SW	72	,	87	,
17	15	NE	72	,	E-W	N
18	24	,	71	,	,	,
19	16	,	N 71 E	NW	N 89 E	NW
20	33	,	84	,	N 88 W	NE
21	47	,	77	,	88	,
22	04	,	76	,	E-W	N
23	N 09 E	SE	79	,	N 89 E	NW
24	N 26 W	NE	88	,	88	,
25	—	—	64	,	89	,
26	N 72 E	NW	80	,	87	,
27	N 26 W	SW	79	,	89	,
28	N 62 E	NW	77	,	89	,
29	65	,	88	,	88	,
30	68	,	54	,	84	,
31	63	,	—	—	N 87 W	NE



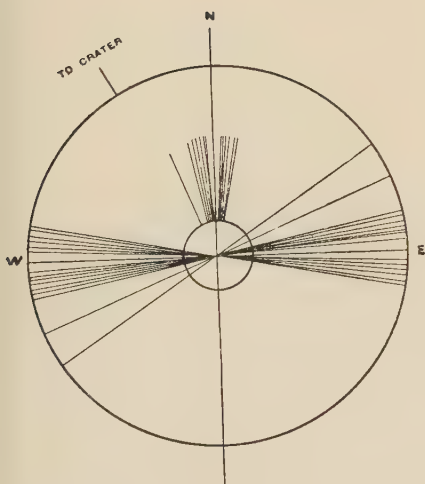
November 1957

Fig. 9



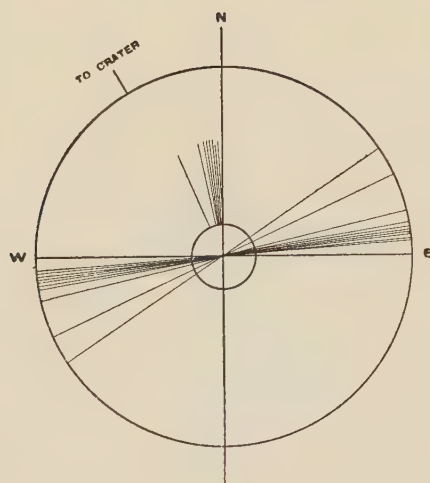
December 1957

Fig. 10



January 1958

Fig. 11



February 1958

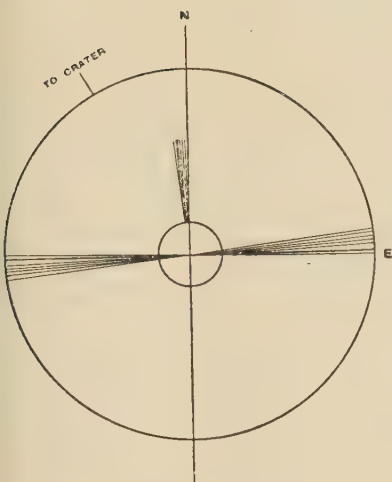
Fig. 12

Variations of tilt directions
Mayon Volcano

MAYON VOLCANO TILT DETERMINATION

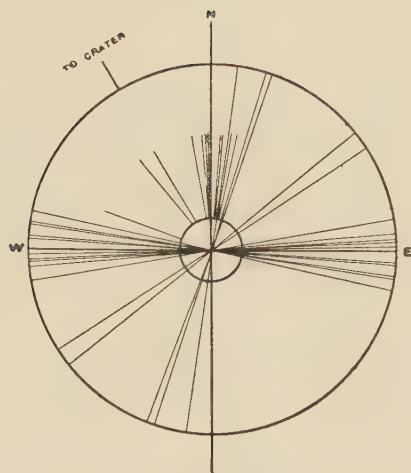
1958

Date	January		February		March	
	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.
1	N 88 E	NW	N 86 E'	NW	N 89 E	NW
2	89	»	86	»	88	»
3	86	»	86	»	87	»
4	84	»	69	»	87	»
5	86	»	87	»	89	»
6	E-W	N	88	»	89	»
7	»	»	86	»	88	»
8	N 86 E	NW	87	»	88	»
9	85	»	88	»	E-W	N
10	82	»	84	»	»	»
11	86	»	87	»	N 89 E	NW
12	87	»	88	»	E-W	N
13	86	»	86	»	»	»
14	84	»	86	»	N 89 E	NW
15	71	»	89	»	89	»
16	N 82 W	NE	88	»	89	»
17	81	»	88	»	88	»
18	80	»	85	»	89	»
19	78	»	88	»	89	»
20	78	»	87	»	88	»
21	79	»	81	»	88	»
22	75	»	86	»	87	»
23	76	»	88	»	88	»
24	76	»	87	»	89	»
25	75	»	89	»	89	»
26	79	»	88	»	E-W	N
27	76	»	E-W	N	N 89 E	NW
28	78	»	»	»	89	»
29	N 88 E	NW	—	—	N 89 W	NE
30	85	»	—	—	E-W	N
31	87	»	—	—	N 87 W	NE



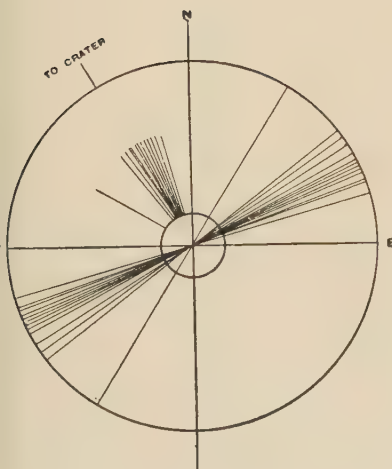
March 1958

Fig. 13.



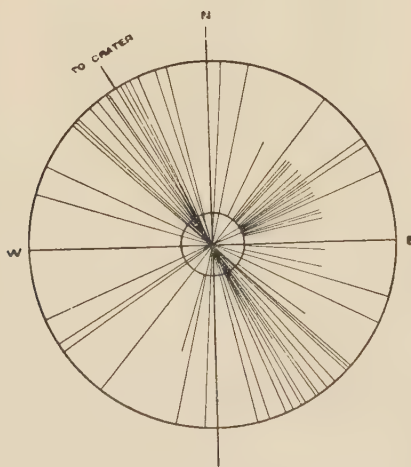
April 1958

Fig. 14



May 1958

Fig. 15



June 1958

Fig. 16

Mayon Volcano
Variations of tilt directions

MAYON VOLCANO TILT DETERMINATION

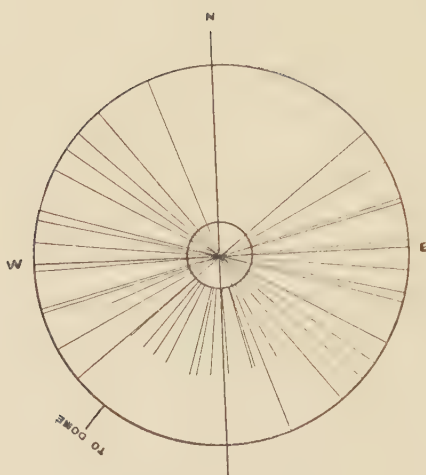
1958

Date	April		May		June	
	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.
1	N 89 W	NE	N 82 E	NW	—	—
2	E-W	N	57	,	N 62 E	NW
3	N 88 W	NE	86	,	17	SE
4	E-W	N	83	,	43	,
5	N 88 W	NE	83	,	63	,
6	E-W	N	36	,	N 68 W	SW
7	,	,	71	,	26	NE
8	N 89 E	NW	76	,	09	,
9	N 86 W	NE	72	,	N 08 E	SE
10	N 89 E	NW	87	,	N 24 W	NE
11	89	,	74	,	20	,
12	N 78 W	NE	87	,	12	,
13	E-W	N	72	,	23	,
14	N 87 W	NE	75	,	25	,
15	74	,	74	,	36	,
16	E-W	N	72	,	23	,
17	N 77 W	NE	68	,	26	,
18	78	,	71	,	26	,
19	87	,	70	,	44	,
20	81	,	63	,	21	,
21	—	—	79	,	19	,
22	—	—	71	,	59	,
23	—	—	67	,	25	,
24	N 23 E	NW	72	,	26	,
25	12	,	73	,	29	,
26	55	,	72	,	33	,
27	21	,	70	,	33	,
28	N 82 W	NE	68	,	43	,
29	N 63 E	NW	69	,	41	,
30	84	,	69	,	41	,
31	—	—	63	,	—	—

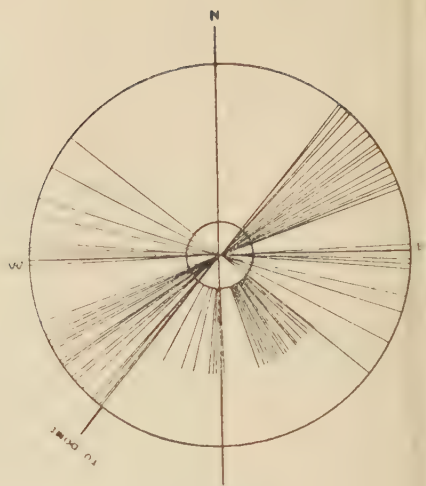
HIBOK HIBOK VOLCANO TILT DETERMINATION

1958

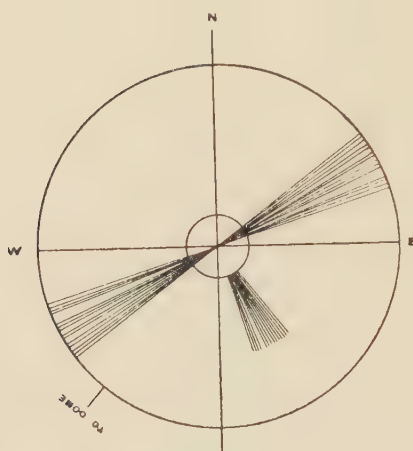
Date	January		February		March	
	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.
1	—	—	—	—	N 87 W	SW
2	—	—	—	—	N 65 E	SE
3	—	—	—	—	N 84 W	SW
4	—	—	—	—	61	»
5	—	—	—	—	50	»
6	—	—	—	—	76	»
7	—	—	—	—	71	»
8	—	—	—	—	N 89 E	SE
9	—	—	—	—	N 86 W	SW
10	—	—	—	—	62	»
11	—	—	—	—	71	»
12	—	—	—	—	86	»
13	—	—	—	—	57	»
14	—	—	—	—	52	»
15	—	—	N 53 E	SE	53	»
16	—	—	75	»	N 50 E	SE
17	—	—	76	»	50	»
18	—	—	63	»	39	»
19	—	—	N 21 W	SW	40	»
20	—	—	39	»	32	»
21	—	—	54	»	56	»
22	—	—	48	»	52	»
23	—	—	74	»	63	»
24	—	—	43	»	62	»
25	—	—	61	»	47	»
26	—	—	77	»	56	»
27	—	—	N 88 E	SE	43	»
28	—	—	N 84 W	SW	58	»
29	—	—	—	—	58	»
30	—	—	—	—	67	»
31	—	—	—	—	68	»



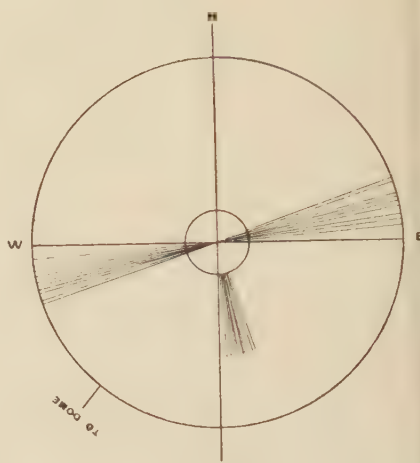
February 1958
Fig. 17



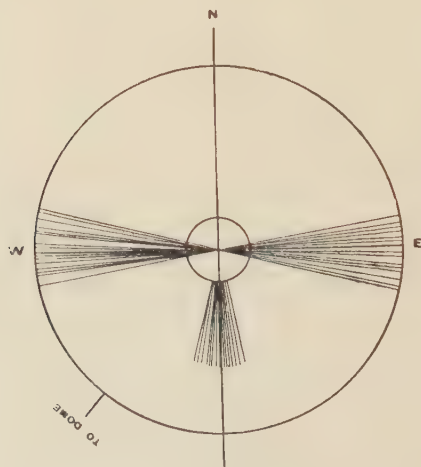
March 1958
Fig. 18



April 1958
Fig. 19



May 1958
Fig. 20



June 1958
Fig. 21

Variations of tilt directions
Hibok - Hibok Volcano

HIBOK HIBOK VOLCANO TILT DETERMINATION

1958

Date	April		May		June	
	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.	Bearing of Tilt Axis	Dip.
1	N 63 E	SE	N 71 E	SE	N 88 W	SW
2	63	»	71	»	N 84 E	SE
3	60	»	71	»	85	»
4	61	»	71	»	84	»
5	58	»	72	»	85	»
6	55	»	75	»	85	»
7	56	»	75	»	85	»
8	54	»	76	»	85	»
9	57	»	76	»	80	»
10	57	»	78	»	83	»
11	55	»	78	»	85	»
12	55	»	77	»	85	»
13	55	»	78	»	87	»
14	57	»	78	»	88	»
15	53	»	76	»	89	»
16	54	»	78	»	N 87 W	SW
17	54	»	76	»	83	»
18	63	»	78	»	84	»
19	68	»	77	»	84	»
20	56	»	81	»	82	»
21	64	»	81	»	82	»
22	69	»	80	»	82	»
23	65	»	78	»	79	»
24	68	»	82	»	79	»
25	72	»	81	»	79	»
26	69	»	81	»	77	»
27	68	»	83	»	77	»
28	63	»	81	»	77	»
29	69	»	80	»	77	»
30	71	»	83	»	76	»
31	—	—	85	»	—	—

M. NEUMANN VAN PADANG

Measures taken by the authorities of the vulcanological Survey to safeguard the population from the consequences of volcanic outbursts.

(With 4 plates)

In telling you about the measures taken by the Vulcanological Survey in the former Dutch East Indies, in order to protect the population against the consequences of great volcanic outbursts, I must point out that all these facts are from more than 20 years back.

Many of these measures are to be found in reports which have never been published. Therefore I could not consult them, and I can only mention some of them.

A Vulcanological Survey existed in the Dutch East Indies since 1918, first as a « Vulcanological Commission », which entrusted the geologist Dr. KEMMERLING with the task of studying the volcanoes of the west coast of Sumatra. A program of proceedings for this service was composed by B. G. ESCHER and published in 1918 in the *Natuurkundig Tijdschrift voor Nederlandsch Indië*.

After the great eruption of Mount Kelud in 1919, when more than 5000 people were killed, a « Vulcanological Watching Service » was founded. In the beginning this service was poorly staffed, but in 1932 the then called « Vulcanological Survey » was comprised of three geologists, 4 European assistants, one chemist, 7 Indonesian assistants for the surveying activities and 7 Indonesian observers for the daily control of some volcanoes. In addition there were three officials for the administrative work.

The results of the research were published in Dutch in the « Vulkanologische en Seismologische Mededeelingen » i.e. the « Vulcanological and Seismological Communications », and in English in the « Bulletin of the Netherlands Indies Vulcanological Survey ». From 1921 till 1925 the collected data were published in the « *Natuurkundig*

Tijdschrift voor Nederlandsch Indië », i.e. the « Physical Magazine for the Dutch Indies.

It was not necessary — nor possible — to guard every one of the active volcanoes, since they were not all very dangerous. Moreover, the archipelago covered a region as large as Europe, and there were 78 volcanoes which had eruptions since 1600, and 29 volcanoes, which were in a fumarole stage, while 21 solfatara fields were found in volcanic skeletons.

Only seven volcanoes were continually guarded. Five of these had caused catastrophes. They were Merapi, Kelud, Kawah Idjen, Krakatau and Papandajan. Papandajan and Tangkuban Prahu were guarded because of the many tourists who visited the crater. Therefore it was necessary to check the places where intoxicating gases emanated, so that danger-boards could be placed in order to warn the visitors. In the crater of Kawah Kamodjang borings were drilled in the fumarole field to study the possibility of these gases being used for industrial purposes. Krakatau was guarded from 1928 till 1934. All these volcanoes are located in or near Java, the most populated island of the archipelago.

Delimitations of the zones of danger: Maps showing the regions at the foot of the volcano where the population would be in danger when the volcano erupted, were drawn by the Vulcanological Survey. The outline of these regions was determined by the kind of eruption and the topography. Therefore each volcano had to be studied separately.

This type of map was drawn for many volcanoes. Only a few of them will be discussed here.

Mount Merapi: The eruptions of Mount Merapi in Central Java were accompanied by glowing avalanches and glowing clouds. It was important to know the exact spot of the eruption centre in order to know the regions which were in danger of being destroyed. There was a shifting of this centre in the case of Mt. Merapi. From 1883 to 1930 this occurred three times over a horizontal distance of 450 metres.

A lava dome was found on the top in 1883. In 1909 another and higher lava dome was found west of it, and at a horizontal distance of 130 m of the centre of the lava dome of 1883. This new lava mass was called West Dome to distinguish it from the original one.

In 1922 lava broke through the volcano mantle at a height of

2840 m. The centre of this lava mass was 180 m west of that of the West Dome.

At the end of November 1930 lava flowed on the western slope at a height of 2725 m. After a preliminary stage which lasted $3\frac{1}{2}$ weeks, the main eruption took place, accompanied by glowing avalanches and glowing clouds. As the eruption centre was situated on the western slope of the volcano, only the western foot of the mountain was destroyed.

The havoc caused by the eruptions of Mt. Merapi was in general on the western side of the mountain. In 1846, however, lava flowed in a SE direction, and the avalanches also went to that side. In 1904 a small glowing avalanche came down on the SSE side. It flowed into the valley of the river Woro to a distance of 6 km from the top.

The terrain at the west foot of Mt. Merapi was destroyed by glowing avalanches and glowing clouds in December 1930. It was very irregular in outline. In the 60 to 100 metres deep ravines the fire avalanches followed the direction of the valleys and the curves, but the glowing clouds that developed from these avalanches, and were whirling on top of them, kept their own direction. In the curves they shot forward, dashed against the air in front of them, where they were hindered in their movement, and thus came sooner to a standstill than the heavy masses in the valleys. It was obvious that the direction of the deep ravines was of paramount importance to the spreading of the material and the shape of the destroyed region (Fig. 1).

As the glowing avalanches principally followed the Blongkeng ravine, the greatest destruction has been south of the terrain below the crater. Here were the villages Braman and Andong, at a distance of 6 and 7 km resp. west of the eruption centre. Both had not suffered. More to the south however, in the valley of the river Blangkeng, the glowing avalanches reached a distance of $12\frac{1}{2}$ km, and destroyed villages at 10 and even 12 km from the crater.

The regions that may be destroyed by glowing avalanches and glowing clouds are indicated on a map (Fig. 2). Experience showed that the glowing avalanches could cover a distance of 12 km in the valleys, and that the glowing clouds which developed from them destroyed the environs in the upper course of the valleys over a distance of 1 to 2 km. Therefore the limits of the dangerously situated regions reach farthest near the valleys.

On its north and east side the top of the volcano is surrounded

by an old ridge of the original Merapi. This ridge prevented the glowing avalanches to descent on those sides. That is the reason why the dangerously situated regions extend to a distance of 12 km on the west and south side, but only to a distance of about 2 km on the north and east side of the volcano.

The hills Turgo and Plawangan on the southern slope of the mountain hold back the descending glowing clouds, and the villages of Turgo and Kaliurang on the lee-side of these hills are quite safe during eruptions.

Warning measures: It was impossible to prevent the population from settling in these dangerously situated regions, as they comprise the fertile grounds which provide a living to thousands of people. Moreover catastrophical eruptions occurred rather seldom. For this reason each time Mt. Merapi was in eruption, measures had to be taken to protect the population. These measures were:

- I. A warning from the volcano station, followed by
- II. Intervention on the part of the Government,
- III. Obligations of the army, and
- IV. Assistance of the military air force.

The most important and permanent station of Mt. Merapi was Babadan, 4 km WNW of the summit. When the volcano showed eruptive activity other stations could be manned, such as the subsidiary station Krindjing, from where there was a better view of the crescentic crater formed by the outburst of 1930. This station was at a distance of 7 km from the top, i.e. 3 km farther than Babadan. Near the village Ngepos, 10 ½ km WSW from the top there was a watch tower. Further there was a station on the top of the hill Plawangan, 5 ½ km south, and another at Selo, north of the volcano.

1) It was the duty of the observer at Babadan to notify the Government immediately upon the volcano showing increased activity. This was done by ringing up the telephone office at Muntilan, using the warning «Awat Merapi» which means «be on your guard against Merapi». Moreover the Vulcanological Survey at Bandung had to be speedily acquainted with the facts and then one of the vulcanologists would go to the main station, and possibly some of the other volcano stations would be manned.

2) When the phenomena became alarming, the Head of the Vulcanological Survey or the commander of the volcano station at Ba-

badan had to contact the Government to discuss the regions which were in danger and had therefore to be evacuated.

3) In the case that glowing clouds were coming down, the commander of the volcano station had to telephone with urgency « Lumaju » and « Lari » which means « Flee ». It was the telephone official's duty to pass this communication on immediately to the authorities mentioned in the « Handbook for the Volcano Station Merapi », the first of which was planned in 1934 by Dr. CH. E. STEHN, together with the officials of the Government and the army. A second handbook was planned in 1941 under the leadership of Dr. R. W. VAN BEMMELEN.

4) Moreover the signal « Flee » had to be given from the volcano station by a continual beating on the tom tom, a hollowed out tree trunk. This signal had to be relayed by the Indonesian officials, whereupon the population still present in the regions declared to be situated dangerously, had to abandon their dwellings and escape over the indicated roads to the evacuation centres.

5) All measures to acquaint the population with what was going on, and to evacuate the perilous restricted areas, was the task of the Government. The commander of the volcano station, therefore, could quietly go on with his observations, and if necessary, pass them on to the Government.

6) The end of the state of alarm was determined by the Leader of the Vulcanological Survey together with the officials of the Government, after which the people could return to their homes.

Measures taken by the Government: After the catastrophe of December 1930 the Government called for the assistance of the army and the air force. Physicians and hospital attendants were brought in and abodes were made for those who had fled. The medical personnel was in charge of the camp of huts, the drinking water, the food and the latrines. The refugees were vaccinated against typhoid fever, dysentery and cholera. Near each camp of huts a polyclinic was set up.

Assistance of the army: In conjunction with the Government and where necessary the army

- a) blocked the roads to outsiders,
- b) introduced personnel of the military medical service to assist the civil medical service,
- c) removed the refugees in military trucks,

- d) removed the wounded,
- e) helped with the food supply distribution,
- f) helped with the burial of dead people and animals,
- g) established the limits of the destroyed region by means of patrols,
- h) reinforced the police by supplying military patrols,
- i) evacuated inhabitants of villages as requested by the Government officials when and where necessary,
- k) assisted the Vulcanological Survey especially in the watching of the rivers that streamed from the destroyed region, and gave warning when the water flooded the environs after heavy rains.

In 1930 the air men:

- a) photographed the destroyed regions from the air, so that the limits could be established as quickly as possible,
- b) they searched for islands in the destroyed region where people might have been stranded,
- c) in such cases food and water were supplied to the stranded people by means of parachutes,
- d) the air men flew the vulcanologists over the crater, so that they could study the condition of the eruption centre.

Babadan observation station:

1) The volcano station of Babadan was situated at a height of nearly 1300 m a.s.l. From here, especially in the morning and the evening the summit could be seen splendidly. In the afternoon it was generally hidden behind clouds.

2) At Babadan the audible phenomena were well perceptible.

3) The volcano station was situated 1 ½ hour from Muntilan, the district's capital, and could be reached by means of a road partly accessible by motor cars.

4) There was an outlook from the front side, from where all noticeable phenomena could be observed. A telephone constituted the means of communication with the telephone office at Muntilan. Over a distance of some kilometres from the station the telephone cable went underground, and further down the telephone poles and wires were constructed in the open field, so that they could not be damaged by falling trees.

5) Near the station was a bomb-proof shelter in the form of a tunnel, in which the personnel could find safety within 15 seconds. The station, however, was built north of the menaced region and was not in danger as long as the volcano did not change its centre of activity. Hill ridges and ravines separated the station from the menaced region.

6) Twice a month the summit and the crater were visited by people from Babadan in order to study the alterations and measure the temperatures. This could be done in one day.

7) The Babadan station regularly informed the main office of the Vulcanological Survey, and in times of danger also the officials of the Government, not only regarding volcanic phenomena, but also about rainfall and the possibility of floods.

The great eruption of 1930 resulted in the deforestation of a vast region and its being covered with the ashes from the glowing clouds. Rain water which normally penetrated the soil, now flowed over the surface into the ravines here the amount of water increased enormously, causing inundations and destruction in the foreland.

Therefore it was also the duty of the volcano station to report heavy rains. In December 1931 an electric rain gauge was put into use on the Dengkeng ridge at a height of 1640 metres. Since then only a rainfall of 70 mm in a period of 35 minutes had to be reported.

a) In conjunction with the Provincial Waterworks telephone posts were erected along the rivers which might cause inundations.

b) The staff of the Provincial Waterworks carried out daily cross-sections of the dangerous rivers.

c) Important changes in the resulting profiles were immediately communicated to the competent authorities.

d) When inundations threatened, the population was warned by means of tom tom signals, and the people who lived near the river banks had to move to higher grounds.

The tunnel of Babadan (fig. 3). The inside of the tunnel was 12 $\frac{1}{2}$ m long and 2 $\frac{1}{2}$ m wide and high. Built of reinforced concrete it served to protect the personnel against falling bombs and the heat of glowing clouds.

The entrance could be made air-tight. Sheets of asbestos and zinc covered the entrance door, which opened inwards, so that it could not be blocked by material ejected by the eruptions. By means of a peep-hole in the door it was possible to establish if it was safe

to go out again. The peep-hole consisted of a double sheeted pyrex glass, which was able to resist a temperature of 1000°C.

Cylinders containing compressed oxygen made it possible to remain for a prolonged period in the tunnel when the door was shut. The tunnel contained 66 m³, i.e. 66,000 litres of air, of which 21 % was oxygen. To avoid harmful consequences the oxygen was not allowed to diminish to less than 18 %. That means that 3 % or 1980 litres of oxygen could be used without the addition of new oxygen from the cylinders.

According to tests carried out in submarines, a man in repose needs 29 litres of oxygen per hour. For safety's sake the quantity was doubled, i.e. with 60 litres per hour three men would be able to stay 11 hours, and 6 men would be able to stay 5½ hours in the tunnel without adding fresh oxygen from the cylinders.

A chart indicated how much the pressure of the gas in the cylinder had to be after a certain time, so as to ascertain the correct quantity of oxygen had streamed forth.

The tunnel was further equipped with benches, food, drinking water, asbestos overalls, spades and other tools to be used in case the terrain should be covered with hot eruptive material on the men leaving the tunnel.

A seismograph and a tiltmeter were placed in the back of the tunnel to observe the activity of the magma. The tunnel was connected with the telephone office at Muntilan.

Mount Ruang is an island volcano near the Philippines and its eruptions were also accompanied by the presence of glowing clouds. Great havoc was caused by its activity in 1871, 1874, 1904 and 1914. In September 1946 PETROESCHEVSKY visited the crater and read a temperature of 480°C. He advised the Government to evacuate the 900 people who had settled on the island since 1937. Two and a half years later, in January 1949, the volcano erupted but caused no great damage.

The glowing clouds which descended from the top of Mt. Peuet Sagoë in the years 1918 till 1921 had no fatal consequences because of the fact that this volcano is situated in an almost uninhabited region of North Sumatra.

Mt. Tjerimai. After having been inactive during 132 years Mt. Tjerimai in West Java erupted again in June 1937 and remained active until January 1938. Phreatic explosions took place in the crater

and on the summits northern outer wall. These explosions bore some resemblance to the phreatic eruptions which occurred in the northern crater ring of Mt. Papandajan in 1772, causing a landslide which covered a region of 10 km in length and 6 km in width, destroying 40 villages and killing nearly 3000 people. Therefore the possibility existed that the terrain at the northern foot of Mt. Tjerimai might meet with the same fate.

The outline of the threatened region is indicated in fig. 4. It was drawn by comparing the inclination of the slopes of Mt. Tjerimai with that of Mt. Papandajan and Mt. Merapi and by comparing the activity of these three volcanoes. In the case of Mt. Tjerimai only one village was in danger of being destroyed should a great part of the top collapse.

Mt. Raung (fig. 5). The environs of Mt. Raung in East Java are divided into seven strips. Four of them begin near the rim of the caldera which varies in width from 2250 to 1750 metres. The ejecta of normal eruptions fall back into the caldera, but those of very strong eruptions fall onto the outer slopes of the top, and slide downwards the gullies which begin near the caldera rim.

The wide caldera, the heavily wooded slopes which act as a brake, and the great distance of the villages from the top, are the reason why the inhabitants around this volcano are not generally in danger during eruptions.

To the right you see the plain of Rogodjampi, which was inundated by mud flows during the activity of 1838.

Mt. Semeru. In 1936 STEHN published an extensive study on the perils which might afflict those who live at the foot of Mt. Semeru in East Java, in the event eruptions taking place. This study included the measures which should be taken to avoid a catastrophe caused by glowing avalanches and mud flows.

Mt. Kelud (fig. 6). Mt. Kelud and Kawah Idjen are two volcanoes of East Java which have crater lakes. The water was displaced during the eruptions. Mt. Kelud had 27 recorded outbursts, the first of which occurred around the year 1000 A.D.

In general the eruptions were of very short duration, lasting no longer than a few hours. However, they were always disastrous because of the 40 or even more million cubic metres of water which were displaced. This water mixed with sand and lava blocks from the bottom and the walls of the ravines and formed mud flows, here

called lahars, which spread far into the foreland. This went on for centuries, and was the reason why the terrain at the foot of the volcano was so flat and broad, and why the course of the river Brantas was pushed further and further away as mentioned by B. G. ESCHER in 1919.

The mighty mud flows of May 1919 covered a distance of 35 and 40 km and destroyed 131 sq.km. of arable land.

In 1905 a dam was constructed near the junction of two ravines in order to lead the lahar away from the river Blitar and into the ravine of the river Temas, which flows through less populated regions. However, the dam was easily destroyed in 1919. After that great eruption a new, $7\frac{1}{2}$ m high dam was constructed, but in 1925, due to the accumulation of sand, only two metres of the dam remained visible, and the lahars of the west monsoon easily forced their way over it.

The question of how to protect the population against the mud flows became urgent after the eruption of May 1919, when more than 5000 people were killed.

A week after this eruption, in the course of lectures held in Batavia, Buitenzorg and Bandung ESCHER recommended the removal of the water contained in the crater, as it was the cause of the catastrophes. He mentioned three possible ways to achieve this.

A. by means of pumping,

B. by means of a deep incision in the western and lowest crater ring, and

C. by means of a drainage tunnel. He preferred the latter method and discussed its advantages, as also the difficulties which would have to be overcome.

In July, some two months later, VAN RUMMELEN, geologist at the Geological Bureau of the Mining District at Heerlen (Netherlands) drew up a project to drain this crater by means of a syphon system.

In 1920 engineer VON STEIGER was put in charge of the construction of the drainage tunnel. At a height of 1111 m above sea level, and with a length of 955 m the tunnel was supposed to reach the bottom of the crater. Because of a lava plug which rose in the crater, and other difficulties, this plan had to be abandoned.

In June 1923 the western crater ring was perforated in order to remove the water progressively at a lower level by means of syphons.

Three years later, the level of 1133 m was reached as is shown

in picture 7. The crater then contained 1.8 million cbm of water, that was less than 1/20 of what it was able to contain. Due to intercrateral downfall the water content had been reduced to 1.66 million cbm in 1936.

A « Handbook for the safety measures for Mt. Kelud », regarding what should be done in case this volcano should erupt, was planned by STEHN, at that time Leader of the Vulcanological Survey, together with Government officials. He specially stressed two main dangers, firstly that of the mud flows, and secondly that of the glowing clouds, which might originate now that the crater was nearly dry. The measures to be taken were similar to those described in the case of Mt. Merapi.

On August 3, 1951 after a repose of 32 years, a new eruption took place (fig. 8). This eruption proved that the drainage tunnel had served its purpose, reducing the disaster to a minimum. As the quantity of water was very small, it was impossible for mud flows of any considerable size to be formed. Damage caused by ejected material was limited to the surroundings near the crater to a distance of 6 km. This area was chiefly virgin forestland. Villages were not damaged. Only some people who happened to be near to the summit at that time, were killed.

Kawah Idjen. In conclusion I only want to add that Kawah Idjen is the other volcano in East Java with a crater lake. More than 36 million cbm of strongly acid water are to be found here.

The last great eruption took place more than 140 years ago, in January 1817. That eruption lasted 33 days. Then the crater lake was thrown out. Great regions around the volcano were inundated, and especially the plain of Rogodjambi (fig. 6). Several villages were destroyed, and many people and animals killed.

In 1917 and 1936 only weak eruptions occurred. The water was thrown up to a height of a maximum of 30 metres.

STEHN took the measures necessary to protect the population in the neighbourhood of this volcano, should another great outburst occur. In principle they were about the same as those described in the case of Mt. Merapi, but adapted to the particularities of this volcano.

BIBLIOGRAPHY

- ESCHER, B. G., 1918 - *Programma van werkzaamheden voor een te stichten afdeling/commissie voor Vulkanologie van de Koninklijke Natuurkundige Vereeniging* - Natuurk. Tijdschr. Ned. Ind. Dl. 78, Weltevreden 1918, p. 99-118.
- 1919 - *De Kloet. De Waterstaatsing* - Jg. 7, Weltevreden 1919, p. 1-6.
- 1919 a - *De Kloet van een geomorfologisch standpunt beschouwd.* - Natuurk. Tijdschr. Ned. Ind., dl. 79, Weltevreden 1919, p. 120-127.
- STEHN, C. E., 1929 - *Keloet* - 4th Pacific Sc. Congr. Exc. Guide. Java 1929.
- NEUMANN VAN PADANG, M., 1933 - *De uitbarsting van de Merapi (Midden Java) in de jaren 1930-1931* - Vulk. & Seism. Meded. 12, Batavia 1933.
- STEHN, C. E., 1933 - *Het praktisch nut van het vulkanologisch Onderzoek in Nederlandsch Indië* - De Mijnning. Jg. 14, Bandoeng 1933, p. 178-183.
- 1933 a - *Einige Mitteilungen über den vulkanologischen Dienst in Niederländisch Indien und seine Arbeiten* - Bull. Volc. VI Année, Napoli 1929.
- 1936 - *Het eruptiegevaar bij den Keloet en de bescherming daartegen* - De Bergcultures Jg. 10, Batavia 1936, p. 715-723, 747-757.
- 1936 a - *Het eruptiegevaar van den G. Semeroe voor de ondernemingen op de vulkaanhellings* - De Bergcultures, Jg. 10, Batavia 1936, p. 1184-1191.
- NEUMANN VAN PADANG, M., 1937 - *De gevaarlijke stroken om de Raoeng* - De Bergcultures, Jg. 11, 1937, p. 229-237.
- 1937 a - *De uitbarsting van den Tjerimai in 1937* - De Ing. in Ned. Ind. Jg. 4 dl. IV, Batavia 1937, p. 211-227.
- STEHN, CH. E., 1939 - *Het vulkanologisch Onderzoek in Nederlandsch Indië* - Jubileum Nr. « Mijnbond », Bandoeng 1939, p. 57-61.
- RUMMELEN, F. H. VAN, 1953 - *Vergelijkende beschouwingen over de uitbarstingen van de Goenoeng Keloet (Kloet) van 19/20 Mei 1919 and 31 Augustus 1951* - Natuurhistorisch Maandblad Jg. 1953, p. 3-15.
- NEUMANN VAN PADANG, M., 1958 - *Enkele maatregelen om de bevolking tegen de gevolgen van vulkanische uitbarstingen in Indonesië te beschermen* - Erts. Maandbl. d. Billiton Bedrijven. 's-Gravenhage 1958, p. 74-79, 88-94, 111-117.

NEUMANN VAN PADANG — Measures taken by the authorities of the vulcanological Survey to safeguard the population from the consequences of volcanic outbursts.



Fig. 1 - The terrain at the foot of Mt. Merapi after the catastrophe of December 1930. (Photo Military Air Force).



Fig. 2 - The regions exposed to danger surrounded by a black line.

NEUMANN VAN PADANG — Measures taken by the authorities of the vulcanological Survey to safeguard the population from the consequences of volcanic outbursts.



Fig. 7 - The crater and the western crater ring of Mt. Kelud. (Photo Djajawnangoen. Bulletin Neth. Ind. Vulc. Surv., 1940).



Fig. 8 - The eruption of Mt. Kelud on August 31, 1951. (Photo Marhassan).

Surveillance des volcans actifs en Nouvelle-Zélande.

L'Ile Nord de la Nouvelle-Zélande est marquée par un rift, orienté N30°E - S30°W, et contenant, sur une distance de près de 250 km, au moins cinq volcans actifs (du N au S: White Island, Tarawera, Tongariro, Ngauruhoe, Ruapehu). Le fossé tectonique est rempli par une accumulation de roches volcaniques et sédimentaires, notamment des tufs rhyolitiques, des rhyolites et des ignimbrites pleistocènes et holocènes dont l'épaisseur dépasse plusieurs milliers de pieds. Les appareils actuellement actifs sont constitués d'andésites, de trachytes et subsidiairement de basaltes.

En dehors de cette ceinture majeure, l'Ile Nord est marquée dans sa partie septentrionale par un volcanisme considéré comme Pliocène ou Miocène, mais dont l'âge, obtenu par la méthode des isotopes, se révèle parfois incomparablement plus jeune.

Enfin, dans le coin S.W. se dresse le splendide cône du Mt Egmont (alt. 8.260 pieds), dont on ne connaît pas d'éruption historique.

Dans la chaîne White-Island-Ruapehu, les éruptions violentes ont été relativement nombreuses au cours de ce dernier siècle. Si celle du Tarawera, en 1886, n'a fait que quelques dizaines de victimes, aujourd'hui que la population néo-zélandaise est tellement plus dense, elle serait beaucoup plus meurtrière.

Le problème de la surveillance en Nouvelle Zélande est donc double: d'une part celle des volcans réputés éteints (Mt Egmont et champs volcaniques du nord de l'Ile), de l'autre celle de la « zone chaude » du rift.

1) *Région d'Auckland*. Cette ville, la plus importante du pays, se trouve dans un district à population dense de plusieurs centaines de milliers d'habitants, parsemé de cônes basaltiques, dont l'âge varie de 30.000 à 750 ans seulement. Il n'y a donc aucune raison de croire que des éruptions ne s'y produiront plus. Récemment un organisme a été créé, destiné à prévoir et à parer aux cataclysmes divers (p. ex.

(1) Superintendent Geologist.

tremblements de terre, raz de marée, typhons) et le danger provenant d'éruptions volcaniques vient d'être inclus dans cette étude.

Un rapport a été rédigé par le Geological Survey, indiquant les types d'éruptions auxquels on peut s'attendre.

Le début de l'éruption doit être ressenti différemment selon la situation topographique du centre. Dans les parties basses de la péninsule dont les sédiments sont saturés d'eau, les éruptions antérieures semblent avoir débuté par des explosions violentes donnant naissance à des cratères entourés de tufs. Parfois, cette phase explosive a été suivie par des coulées de lave et par l'édification de cônes de scories de type normal.

Dans le cas où l'éruption se produit dans des parties surélevées au-dessus de la nappe aquifère, les cônes ont été édifiés sans explosions préalables, et certaines coulées ont ruisselé à travers les vallées avoisinantes.

Dans l'éventualité où des signes prémonitoires se manifesteraient, tels que des essaims de séismes, la détermination du centre éruptif probable par localisation des épicentres pourrait fournir des indications quant au type d'activité auquel s'attendre et, partant, déterminer les précautions nécessaires, y compris la surface à évacuer.

2) *Mt Egmont*. Ce beau cône andésitique domine de près de 3000 m. le district de New-Plymouth, peuplé d'une centaine de milliers d'habitants.

La dernière éruption remonte à 360 ans environ. Deux fois en ces quatre dernières années des grondements furent entendus, qui furent d'abord pris pour des explosions de carrière ou des bruits volcaniques provenant du Ruapehu, à 120 km dans l'Est. Il fut néanmoins signalé dans des rapports officiels que la possibilité d'une reprise d'activité éruptive du Mt Egmont ne devait pas être sousestimée.

3) *Rift Central*. Les éruptions s'y succèdent depuis plus de 10.000 ans, certaines d'entre elles extrêmement violentes, et il est certain que des catastrophes futures sont à prévoir. L'on n'a pas encore pris de mesures de protection à cet égard. Mais la Geophysics Division du Department of Scientific and Industrial Research de Nouvelle-Zélande amorce la surveillance sismologique des volcans du Tongariro National Park. Un observatoire a été installé à Chateau Tongariro au pied du Ruapehu, et des sismographes Willmore sont installés ou en

cours d'installation en quatre stations plus ou moins équidistantes jusqu'au cratère du Ngauruhoe.

D'après les conversations que j'ai pu avoir avec les géophysiciens néo-zélandais, ce programme de surveillance doit être largement développé dans les années à venir. Le péril que la menace d'éruptions représente pour ces régions en plein essor le justifie pleinement.

Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Mélanésie).

(avec 2 planches)

L'archipel des Nouvelles Hébrides, situé sur l'arc volcanique s'étendant de la Nouvelle Zélande à la Nouvelle Guinée, est en grande partie de nature volcanique. Les laves qui ont édifié ces îles sont calcoalcalines, celles qui s'épanchent actuellement allant des andésites aux basaltes.

En comparaison de ce qu'il était au Quaternaire encore, le volcanisme présent accuse un déclin marqué, mais n'en demeure pas moins très remarquable. Sur les quelque 60 appareils principaux que l'on peut dénombrer, sans compter les volcans sous-marins, au nombre de 5 ou 6, une dizaine présentent ou ont présenté des signes d'activité depuis la découverte du groupe, en 1774. Parmi les autres, plusieurs conservent une forme si caractéristique et leurs matériaux sont d'une telle fraîcheur que leur activité ne semble pas avoir pris fin à une époque très reculée, bien que l'on n'ait pu noter chez eux aucune sorte de manifestations au cours de la très brève période historique — moins de deux siècles — écoulée depuis le voyage du Capitaine Cook. Il n'est malheureusement pas possible d'obtenir des insulaires des précisions à ce sujet, leurs traditions, relatives aux éruptions et aux cataclysmes volcaniques passés, étant fort vagues.

A l'exception de l'île Ambrym, où l'activité interne se manifeste alternativement, parfois aussi simultanément, dans certains des cônes secondaires édifiés sur le fond et l'enceinte de la grande caldeira centrale, je ne peux citer aucun exemple de volcans néo-hébridais, récent et apparemment éteint, qui se soit réveillé depuis la fin du XVIII^e siècle. Parmi les volcans très jeunes, mais considérés aujourd'hui comme éteints, figurent notamment le cône insulaire parfait du Mera Lava (Groupe des îles Banks), les appareils d'Epi, Emae, Nguna et Emau (Partie centrale de l'archipel) et plus au Sud, ceux de la Pointe

des Traîtres (Eromanga). Leur parfait état de conservation, sous un climat tropical humide, où les phénomènes d'altération latéritique et les effets de l'érosion sont rapides, laisse présumer une activité relativement récente, n'excédant peut-être pas quelques milliers d'années.

Si l'on relie entre eux les divers points de l'archipel où l'activité interne continue à se manifester sous une forme ou une autre, on voit que cet axe volcanique, n'offrant que de légères sinuosités et passant par Vanua Lava, Lacona, Aoba, Ambrym, Lopevi, Tongoa, la côte orientale d'Eromanga et de Tanna, offre une direction NNW-SSE. A l'Est de cet axe, les îles de Maewo et Pentecôte ne présentent aucun signe d'activité, en dehors quelques sources thermales. Il en est de même, à l'Ouest de l'axe, de Santo, Malekula et Efate, les trois îles les plus considérables des Nouvelles Hébrides.

Le volcanisme se manifeste le long de l'axe indiqué sous des formes très diverses. A côté d'appareils ayant une activité très constante (Tanna, Ambrym), d'autres ont un régime intermittent (Lopevi) ou traversent une phase solfatarienne (Vanua Lava, Aoba). Il est difficile, dans le cas de ces derniers, de dire s'il s'agit d'une période d'accalmie relative transitoire entre deux phases éruptives, qui peut être d'une très longue durée, ou si ce stade fumerolien ne correspond pas simplement au déclin progressif du volcanisme. Des formes encore plus atténuées de ce dernier s'observent en quelques points, correspondant simplement à la présence d'espaces chauds et privés de végétation (Tongoa) et de sources thermales, ces dernières étant souvent situées en des lieux écartés de tout volcan actif.

Ambrym. — Le plus imposant des volcans néo-hébridais est le Benbow (1.132 m), appareil secondaire, se dressant avec quelques autres, dans le secteur ouest de la grande caldeira, située à l'altitude de 650 m, couronnant tout le haut de l'île.

Des informations très récentes, apportées par M. H. Tazieff, laissent entendre que le Benbow est en ce moment (1959) complètement assoupi, de rares fumerolles s'échappant simplement en quelques points du fond de son cratère. L'histoire du Benbow, aperçu fumant par Cook, en 1774, est bien connue depuis une soixantaine d'années. Son dynamisme habituel évoque beaucoup celui de l'Etna. Il est caractérisé par des explosions stromboliennes dans le cratère central, qui deviennent parfois d'un type vulcanien lors de ses grands paroxysmes, tandis que s'ouvrent alors des fissures périphériques, assez

distantes, par où s'écoule la lave. Le magma très basique alimentant le Benbow donne, une fois consolidé, des basaltes labradoritiques.

En 1936, et depuis très longtemps, semble-t-il, le grand cratère de ce volcan, désigné le plus souvent sous le nom de *Volcan d'Ambrym*, possédait une bouche unique active placée dans sa partie nord-est et émettant, à intervalles irréguliers des projections de scories et de cendres, retombant, en temps normal, dans le cratère même.

J'ai rappelé, dans le Bulletin Volcanologique (T. II, 1937), comment s'étaient produites, d'après les récits de témoins oculaires, les grandes éruptions de 1894, 1913 et 1929. Depuis lors, de nouveaux paroxysmes ont eu lieu. Celui survenu du 28 au 30 mars 1937, succédant à d'assez fortes secousses sismiques, n'eut pas un caractère très dévastateur, bien que trois coulées, alimentées par six foyers alignés le long d'une fissure orientée NW-SE, se soient épanchées jusqu'à la mer (Baie Belbin), peu à l'Ouest du village de Barlap, entre Port Vato et Craig's Cove. L'activité fut très forte dans le cratère central et le demeura jusqu'en 1938. Il est intéressant de mentionner, à propos de cette éruption de mars 1937, que des témoins signalèrent la présence de deux colonnes de fumée, s'élevant simultanément, proches et parallèles, jusqu'à une hauteur considérable, pour s'étaler finalement et former un gigantesque champignon. Une de ces colonnes était issue du Benbow, la seconde du Marum voisin, qui venait alors de se réveiller après plus d'un siècle de repos.

Quelques faits se rapportant à l'activité du Benbow au cours des dernières années ont été réunis par G. A. TAYLOR. Le volcan passa, en 1951, par un violent paroxysme explosif, avec d'abondantes projections de scorie et de lapillis, qui occasionnèrent de graves dégâts aux cultures et obligèrent les insulaires du Sud d'Ambrym à chercher refuge à Epi et Malekula. Aucune coulée de lave ne fut émise à cette occasion, mais on nota une activité sismique anormalement forte. Après neuf mois d'accalmie relative, le Benbow connut de nouveau un paroxysme explosif le 10 août 1952, marqué par d'importantes chutes de cendres. Un renouveau d'activité se produisit également en mai 1953, coïncidant avec l'ouverture d'une nouvelle bouche effusive sur le flanc méridional du Benbow, en même temps qu'avec le réveil d'un cratère assoupi, adossé au flanc nord-est du Marum. G. A. TAYLOR ne cite pas le nom de ce cratère, mais j'ai tout lieu de penser qu'il s'agit du Mbuesu (Alt. 1000 m), actif, paraît-il, selon les indigènes, il y a trois ou quatre générations. Je l'ai visité en 1936, le

trouvant alors assoupi, simplement avec quelques faibles émissions silencieuses de vapeurs aqueuses sur la paroi sud du cratère, à mi-hauteur de celui-ci. Ce cratère, vertical dans sa partie inférieure, d'un diamètre de 300 m, profond de 150 à 200 m, avait en haut une ouverture de 800 m environ.

Pour en revenir au Benbow, G. A. TAYLOR rapporte que pour la première fois depuis le début de l'éruption de 1951, on put observer, en mai 1953, la présence de lave liquide dans le cratère. Il en a conclu que les violentes explosions enregistrées lors des années précédentes étaient le résultat du débouchage de la cheminée, sous l'effet de la lente ascension de la colonne de lave. Il semble que, pour l'instant, cela ait été la dernière des manifestations du Benbow, puisque H. TAZIEFF l'a trouvé parfaitement paisible au début de 1959, l'activité d'Ambrym s'étant maintenant déplacée plus au Nord-Est, vers le Marum et le Mbuelesu.

L'activité du Marum paraît avoir été plus épisodique que celle du Benbow au cours de la brève période historique des volcans néo-hébridais. Le Marum se situe immédiatement au Nord-Est de ce dernier et le domine quelque peu, sa hauteur propre étant de 684 m et son point le plus élevé atteignant 1334 m. Il s'agit également d'un cône tronqué, recouvert de cendres extrêmement ravinées, qui rendent son ascension assez délicate. Lorsque le capitaine Cook passa devant Ambrym, en 1774, il aperçut deux colonnes de fumées s'élevant du centre de l'île. Il est probable que l'une d'elles avait pour origine le Marum (à moins que le second cratère alors actif ne fut le Mbuelesu contigu?). En 1936, j'ai visité le Marum et l'ai trouvé complètement éteint, sans la moindre fumerolle, un étang temporaire et quelques signes de végétation étant visibles dans le fond du cratère.

A la suite de l'éruption du Benbow, en mars 1937, le *Pacific Island Monthly* (1), se fiant au récit d'un correspondant local, annonçait le réveil du Marum après un demi siècle de repos. Ceci laisserait supposer qu'il ait été vu en activité dans les dernières années du XIX^e siècle, mais le fait n'est pas certain. Je ne suis pas en mesure de dire quel a été le comportement du Marum depuis 1937, mais les toutes récentes observations de H. TAZIEFF, qui l'a visité au début de 1959, le montraient en action, de même que son tout proche voisin le Mbuelesu.

(1) July 22, 1938. Sydney.

AUBERT DE LA RÛE — *Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides*
(Mélanésie).



Fig. 1 - Le Marum, volcan actif d'Ambrym, en sommeil en 1936.

Photos E. AUBERT DE LA RÛE.

E. AUBERT DE LA RÛE — *Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles Hébrides*
(Mélanesie).



Fig. 2 - Le Iahue, volcan actif de Tanna (1936).

Photos E. AUBERT DE LA RÛE.

Un autre volcan d'Ambrym, situé dans la partie orientale de l'île, secteur actuellement très paisible, est entré en éruption en 1888 et de son cratère, situé à l'altitude de 365 m, une coulée de lave s'est dirigée vers le Nord-Est jusqu'à la mer. C'est là, je crois, la seule éruption historique qui se soit produite dans l'Est d'Ambrym. Toutes les autres ont affecté les trois appareils cités, édifiés sur la grande caldeira et la pointe ouest de l'île. Les plus sérieuses de celles-ci s'accompagnent, comme en 1894, 1913, 1929, 1937, 1951, par l'ouverture de fissures périphériques où apparaissent plusieurs foyers volcaniques temporaires. De là s'échappent les coulées du type *aa*, gagnant le littoral suivant diverses directions et dévastant les cocoteraies et les cultures indigènes. Depuis 1894, toutes ces fissures ont été localisées dans la partie ouest d'Ambrym, à l'intérieur d'une zone d'environ 40-50 km². Ces éruptions ont souvent motivé l'exode temporaire des populations établies dans cette région, cherchant un refuge sur les îles voisines. En fait, les éruptions d'Ambrym ne font guère de victimes et provoquent surtout des dégâts matériels aux plantations. La population du secteur menacé étant peu importante, il devrait être possible d'envisager son transfert en d'autres lieux, soit sur l'île même, soit sur les terres voisines.

Lopevi. — Ce cône insulaire, haut de 1.449 m, est un appareil strombolien intermittent, avec explosions modérées dans le petit cratère terminal et ouvertures de fissures radiales, livrant passage à des coulées de basalte descendant parfois jusqu'à la mer. Des épanchements de lave se produisent parfois du cratère terminal. Depuis une centaine d'années, Lopevi est entré successivement en éruption en 1864, 1874, 1893, 1902 et pour la dernière fois, à ma connaissance, en 1939, le 2 février. On remarquera que, malgré sa proximité d'Ambrym, les paroxysmes de ce volcan ne coïncident pas avec ceux de son voisin. Hors de ses phases actives, le cratère de Lopevi est habituellement totalement éteint et obstrué de lave, de scories et de cendres. H. TAZIEFF, qui a fait l'ascension de ce volcan au début de 1959, a noté cependant quelques fumerolles.

En 1939, un cratère adventice s'est formé à mi-hauteur du cône de Lopevi, siège de manifestations stromboliennes, tandis qu'une coulée détruisait les deux villages de Tamatu et Holin, situés au bord de la mer.

Le dynamisme de Lopevi n'est pas dangereux au point de devoir

recommander l'évacuation permanente de la faible population de cette île de peu d'étendue. En cas d'alerte, il est aisément possible à ses habitants de trouver refuge sur l'île toute proche de Paama.

Tanna. — Le Iahue ou Iasur, se dressant à l'extrémité orientale de Tanna, entre Whitesands et Port-Resolution, est un cône modeste, remarquable par son activité incessante et régulière. Sa forme extérieure ne s'est pas sensiblement modifiée depuis bientôt deux cent ans qu'on le connaît (1774). Son activité est demeurée à peu près constante depuis lors, avec seulement de courtes périodes de repos, n'excédant généralement pas quelques semaines et d'autres, au contraire, durant lesquelles son dynamisme augmentait sensiblement de violence, sans devenir jamais dangereux pour les populations établies dans son voisinage immédiat. Le plus proche village, celui de Sulphur Bay, est à moins de 2 km du cratère du Iahue.

De l'extérieur, le volcan de Tanna se présente comme un petit cône tronqué, aux pentes modérées, entièrement formé par de la cendre grise très unie, sauf au Sud et à l'Est. Un coup d'oeil dans le cratère montre que la lave massive a pourtant joué un rôle important dans son édification. Ce volcan mesure environ 900 m à sa base et sa hauteur propre est de 300 m. Son sommet se trouve à l'altitude de 386 m. Du rivage, on y parvient sans difficulté en moins d'une heure de marche. Le cratère, en forme d'entonnoir très raide, peut avoir de 350 à 400 m d'ouverture et une profondeur d'environ 180 m. En 1936, quatre bouches s'ouvraient dans le fond, qui entraient alternativement en action. Une cinquième bouche, n'émettant celle-ci que des bouffées de vapeurs, se situait à mi-hauteur du cratère, du côté nord-ouest.

Le régime du Yahue est strombolien, mais l'abondance des cendres qu'il projette m'incite à y voir une légère tendance vulcanienne. La fréquence et l'intensité de ses explosions est assez variable, allant de quelques dizaines de secondes à plusieurs minutes et davantage. Le magma andésitique qui caractérise le volcan de Tanna est relativement fluide, sans doute en raison d'une forte teneur en vapeur d'eau. Les bombes, de type hawaïen, retombent pour la plupart dans le cratère ou sur le haut du volcan, mais les cendres, qui comportent une forte proportion de filaments vitreux, du type *cheveux de Pelé*, retombent en pluie fine sur une grande partie de l'île vers où elles sont entraînées par l'alizé du Sud-Est, sans causer de dommages et fertilisant au contraire le sol.

Le Iahue ne donne lieu que très exceptionnellement à des épanchements de lave. La dernière semble dater de 1878, année où Tanna fut secoulée par un violent tremblement de terre. Sortant du flanc du volcan, cette coulée s'est épanchée en direction du Sud.

Des informations parvenues en 1956 laissaient entendre que l'activité était toujours très constante, avec de petites explosions se produisant dans un bassin de lave en fusion occupant le fond du cratère. Une période paroxysmale eut lieu en janvier 1956.

Le volcan actif de Tanna s'appuie à l'Est contre un petit massif volcanique ancien, qui demeure le siège de manifestations fumero-liennes et solfatariennes. Plusieurs sources d'eau bouillante étaient visibles, en 1936, le long de la bordure externe de ce massif, notamment à Sulphur Bay.

Le dynamisme du volcan de Tanna, bien connu, ne présente pas de danger justifiant des mesures de protection spéciales pour les populations des alentours.

Volcans sous-marins. — Plusieurs volcans sont connus dans les eaux de l'archipel, dont l'activité se manifeste en surface de façon intermittente. Une éruption de ce genre a été signalée, en 1881, un peu à l'Est d'Eromanga, entre la Pointe des Traîtes et l'îlot Vetemanu. En 1920, une éruption sous-marine a été observée entre Epi et Lopevi. Des phénomènes semblables se produisent parfois, lors des périodes de grande activité du volcan Ambrym, notamment en 1913 et 1929, à peu de distance au large de l'extrémité ouest de l'île.

Une nouvelle éruption a eu lieu, le 10 février 1952, devant la Grande Baie d'Epi, entre cette île et Lopevi. Il s'agissait sans doute du volcan entré en action en 1920. En même temps que des gerbes d'eau, les explosions projetèrent des ponces et des cendres jusqu'à plusieurs centaines de mètres de hauteur. De nuit, des lueurs étaient, paraît-il, visibles, sous la surface de la mer. Un espace maritime évalué à 400 milles carrés ne tarda pas à être littéralement recouvert de ponces andésitiques (?) flottantes, assez gênantes pour la navigation durant un certain temps.

Une île éphémère, à laquelle on a donné le nom de Karua, est apparue, en 1897, entre Epi et Tongoa. Sa partie subaérienne ne fut pas longue à être arasée par la houle et au bout de quelques mois il ne subsistait plus, en cet endroit, qu'un haut-fond, signalé par une température légèrement plus élevée de la mer et des dégagements gazeux. Volcan à éclipses, le Karua aurait fait une réapparition en

1905. Sa dernière émergence date de la période 1947-1949. Tant que dura l'éruption, il demeura visible. Son déclin, en 1950, alors que l'île mesurait 2 km de diamètre et dépassait de 100 m le niveau de la mer, fut rapidement suivi de sa démolition.

Vanua lava. — Plusieurs volcans n'ont eu aucune activité éruptive au cours de la période historique et sans doute déjà depuis assez longtemps avant le début de celle-ci, mais ils conservent une activité fumerolienne et hydrothermale parfois assez notable. Le mont Sereumat ou Suretamati (900 m), dans le Nord de Vanua Lava, est dans ce cas. Ce volcan, passablement dégradé par l'érosion, possède sur ses pentes orientales, entre 350 et 560 m d'altitude, deux solfatares, avec des monticules de soufre ayant jusqu'à 2 m de haut, édifiés autour des orifices par où fuse de la vapeur d'eau (dont la température oscillait en 1934 entre 98°5 et 106° C), accompagnée de H₂S. Des bassins d'eau bouillante, d'autres remplis d'une boue très fluide et chaude, accompagnée de dégagements gazeux, des ruissellements chauds, chargés d'acide sulfurique dilué, s'observent en divers points de la solfatare inférieure, la plus importante. Une puissante bouche de vapeur, produisant un violent ronflement, dont la fumée est visible du rivage, correspond à la partie la plus active de la solfatare supérieure.

J'ai signalé, dans une publication antérieure (*L'Homme et les Volcans*), l'intérêt que pouvait éventuellement présenter Vanua Lava en tant que source d'énergie géothermique.

Lacona (Gaua). — Des manifestations hydrothermales moins spectaculaires, mais cependant d'une certaine importance, se produisent dans le grand lac de cratère occupant le centre de l'île Lacona. Elles ont été décrites par I. R. BAKER, qui observa sur les pentes du mont Gharat, cône secondaire surgissant dans la concavité du lac, des espaces chauds, des jets de vapeur intermittents et six bassins d'eau bouillante. J. R. BAKER a donné à ce secteur le nom de « Sladen Boiling Springs » et celui de « Steaming Hill Lake » au lac renfermé dans l'ancien cratère, lac de 7 km de long et dont le niveau se trouve à 350 m d'altitude.

AOBA. — Cette île correspond à un volcan-bouclier caractéristique, avec sa forme de dôme très surbaissé. Des basaltes à olivine, en coulées habituellement assez minces, de 2 à 3 m, ont participé à son édification, en même temps que des produits de projection (cendres et lapillis). Une phase tardive d'activité a été marquée par l'érection

de petits cônes adventices de scories sur les pentes inférieures de l'île, vers ses extrémités est et ouest.

La seule forme d'activité présente d'Aoba est une bouche de vapeur, dont le bruit rappelle celui d'une locomotive, située dans le grand cratère très étalé, mais peu profond qui couronne l'île, vers 1200 m d'altitude et partiellement occupé, aujourd'hui, par une opulente végétation entourant deux lacs marécageux.

Tongoa. — Cette petite île, proche d'Epi, groupe plusieurs appareils volcaniques juxtaposés et apparemment éteints, dont l'altitude oscille entre 400 et 563 m. La seule manifestation, d'ailleurs très atténuée, de l'activité interne, consiste en un espace chaud, portant le nom de Natarotoro, proche de la pointe nord (Boiling Point des cartes). Il y a vingt-cinq ans, la surface où le sol était réellement brûlant n'excédait guère un demi hectare.

On a signalé également quelques espaces chauds du même type, au sommet du cône basaltique d'Emau, petit volcan insulaire proche de la côte nord-est d'Efate.

Il n'y a pas lieu de s'étendre ici sur la présence des sources thermales, assez fréquentes un peu partout dans l'archipel, mais d'un débit généralement assez faible et dont la température varie suivant les endroits entre 50° et 100°.

REFERENCES

- AUBERT DE LA RÛE, E. - *Le volcanisme aux Nouvelles Hébrides (Mélanésie)* - Bull. Volcanologique, Sér. II, t. II, p. 78-142, XVIII, pl. I carte, Napoli, 1937.
——— *La géologie des Nouvelles Hébrides* - Journal de la Société des Océanistes, t. XII, 1956, p. 68-98, pl. I-III.
——— *L'Homme et les Volcans* - p. 398, Paris, Gallimard, 1958.
BAKER, J. R. - *The Northern New Hebrides* - The Geographical Journal, Vol. LXXIII, No. 4, p. 305-325, April 1929, London.
TAYLOR, G. A. - *Review of Volcanic Activity in the Territory of Papua - New Guinea, the Solomon and New Hebrides Islands, 1951-1953* - Bull. Volcanologique, Sér. II, t. XVIII, p. 33-37, Napoli, 1956.

Nouvelles Hébrides.

(Mars-mai 1959)

(Avec 1 planche)

Le gouvernement condominial franco-britannique des Nouvelles Hébrides, anxieux de mieux connaître les menaces éventuelles que le volcanisme de cet archipel fait peser sur ses populations et désireux d'éventuellement pouvoir prendre des mesures préventives, avait invité l'un de nous (H. T.) à faire un examen des volcans néohébridais.

Au cours de cette mission, des gaz furent prélevés au volcan d'Ambrym, dont le centre d'activité s'était déplacé du cratère de Benbow (lequel était seul en action lors des visites de AUBERT DE LA RÜE en 1936 et de G. A. TAYLOR en 1951) à la partie orientale de celui de Marum, considéré jusqu'ici comme éteint. Les gaz ont été prélevés dans des ampoules à vide contenant soit du CaC_2 , soit du P_2O_5 destiné à fixer l'eau présente afin d'empêcher certaines réactions chimiques entre les divers constituants. Les analyses sont en cours au Laboratoire des Gaz du C.N.R.S. sous la direction de M. M. CHAIGNEAU, de même que celle des échantillons d'eau prélevés en plongée dans le « panache » du volcan sous-marin de Laïka (ou Karua), situé entre les îles de Tongoa et d'Epi. Les premiers résultats sont les suivants:

1°) Absence de: H_2S , HCl , HF , SiF_4 , H_2 ;

2°) La plupart des prélèvements renferment: SO_2 , CO_2 , CH_4 , CO , O_2 , N_2 , gaz rares et H_2O ;

3°) Les teneurs limites des constituants acides sont les suivantes, selon les échantillons:

$$\text{SO}_2 \% = 3,3 - 5,4$$

$$\text{CO}_2 \% = 31,3-46,2$$

4°) La proportion de vapeur d'eau est variable: de 11,1% à 47,3%;

5°) Le dosage des gaz rares exprimé en: $\frac{\text{gaz rares}}{\text{N}_2} \times 100$ a donné

la valeur: 1,119 (très proche de 1,117 qui est admis pour l'air atmosphérique).

Ainsi est amorcée la « surveillance chimique » de deux des appareils volcaniques de l'Archipel. M. R. PRIAM, chef du Service des Mines de Nouvelles Hébrides incluera l'échantillonnage des gaz à intervalles réguliers dans son programme.

Au volcan de Tanna, où notre mission a séjourné du 19 au 29 avril 1959, notre programme — fortement entravé par le mauvais vouloir des autochtones persuadés que nous étions des sorciers aux gages du gouvernement, venus là pour capturer au fond du volcan la « force » de leur messie — se borna à un profil de la composante verticale du champ magnétique et à une série d'enregistrements sismiques.

M. CL. BLOT, géophysicien de l'ORSTOM à Nouméa fut chargé de diriger ce travail.

L'équipement dont nous disposions, mis à notre disposition par l'Institut de Physique du Globe de Paris, comportait 2 séismographes verticaux de campagne, électromagnétiques, de période 0,4 sec.; 2 enregistreurs photographiques Beaudoin à vitesse de déroulement allant de 6 à 60 cm/min.; 3 galvanomètres antivibratoires Schlumberger de période 0,45 sec.; 3 galvanomètres Beaudoin E23; 6 géophones de prospection sismique; deux postes récepteurs de radio pour captage de signaux horaires.

L'hostilité très marquée des indigènes ne nous permit pas de procéder au « quadrillage » et aux déplacements prévus pour l'étude des vitesses dans le sol de Tanna.

Dans un premier dispositif adopté, deux géophones avaient été installés, l'un au sommet du volcan, l'autre au pied, dans une tentative d'obtenir très approximativement un signal d'explosion, et les deux séismographes avaient été installés respectivement à 1.450 m. et à 3.200 m. de l'axe du volcan. L'enregistrement se faisait sur un seul appareil.

Dans un deuxième dispositif, le géophone supérieur avait été supprimé (suite aux différends avec les Man-Tanna), et l'un des séismographes et l'un des enregistreurs étaient placés à 5.500 m., de l'autre côté du volcan par rapport à la station principale occupée par le 1er ensemble.

Simultanément aux enregistrements, toutes les manifestations per-

ceptibles de l'activité du volcan étaient consignées, de façon à mettre en parallèle les secousses et les bruits et explosions divers.

800 m. d'enregistrements furent obtenus. Les vitesses lentes (6 cm/min.) assez souvent adoptées par raisons d'économie (le Condominium ne pouvait mettre que £ 1000 à notre disposition, voyage compris) se sont avérés trop faibles pour fournir des interprétations vraiment intéressantes. Les vitesses extrêmes (60 cm/min.) n'ont été utilisées qu'exceptionnellement. Les plus favorables étaient les vitesses intermédiaires.

Ces enregistrements sont actuellement à l'étude.

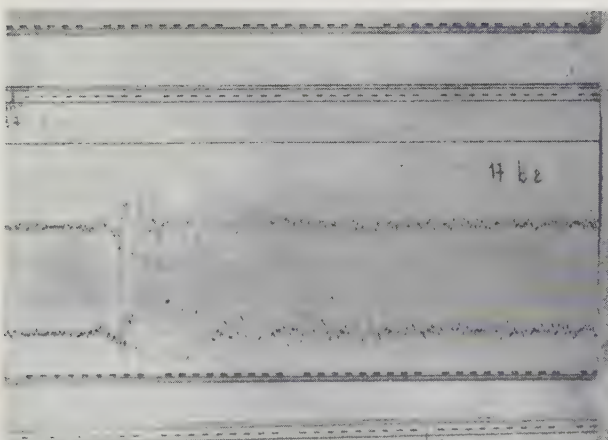
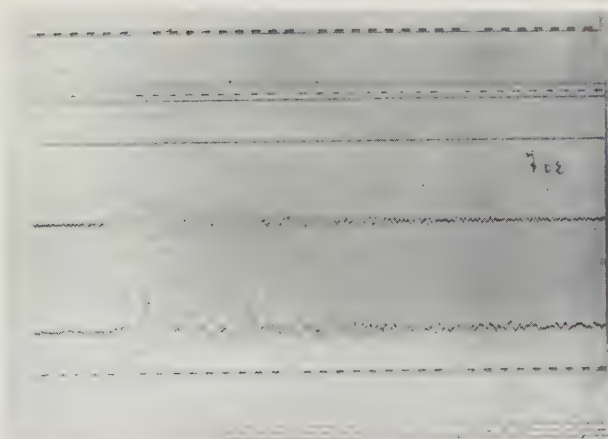
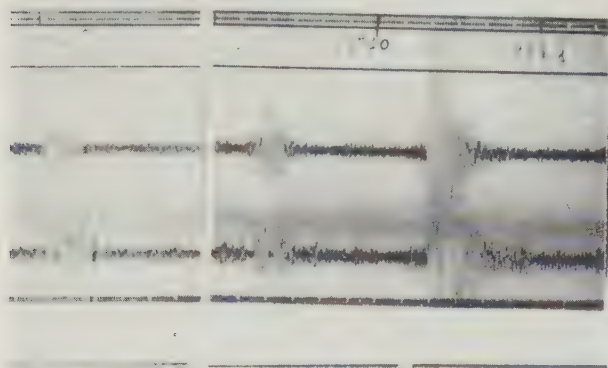
*
* *

L'archipel des Nouvelles Hébrides est non seulement le siège de manifestations volcaniques pouvant être violentes, mais aussi sujet à une sismicité de première importance. Il serait donc judicieux d'inclure la surveillance permanente du volcanisme néo-hébridais, dans le cadre plus général de l'étude séismologique de cette zone fragile du globe. En effet des stations séismologiques installées en liaison avec celles de Nouvelle-Calédonie, dont elles dépendraient, à Port-Vila, à Mallicollo, ou à Espiritu Santo, permettraient d'enregistrer les premiers symptômes de réveil des volcans les plus redoutables, ceux du groupe des Shepherd.

C'est pourquoi nous avons décidé, avant de les renvoyer en France, de profiter de la disponibilité des instruments (séismographes et enregistreurs) pour installer provisoirement deux stations d'essai. Elles fonctionnèrent durant 2 semaines. La première à Port Vila sous la surveillance de M. R. PRIAM, la deuxième dirigée par M. C. REICHENFELD, à Lamap, île de Mallicollo.

Les résultats à première vue, sont encourageants et l'Office pour la Recherche Scientifique Outre Mer (ORSTOM) semble décidé à créer aux Nouvelles Hébrides des Observatoires séismologiques permanents.

C'est là un premier pas important vers la surveillance des volcans de cette région, et tout particulièrement du redoutable groupe Benbow-Marum de la caldera d'Ambrym.



Enregistrements séismiques au volcan Yahue (Tanna).

GORDON A. MACDONALD

Prediction of eruption of Hawaiian volcanoes.

Abstract

Prediction of Hawaiian volcanic eruptions depends primarily on the interpretation of records of earthquakes and tumescence of the volcano. Recent work by J. P. EATON of the U. S. Geological Survey appears to demonstrate the presence of two distinct groups of earthquakes. One group originates at a depth of 40 to 60 km, within the earth's mantle, and is thought to mark the zone of origin of the magma. The other group is of shallower origin and results from change of shape and size of the volcanic edifice. Earthquakes of the deep group occur from time to time, often in swarms, between eruptions and are not useful in predicting an outbreak. Those of the shallow group may accompany the swelling and splitting open of the volcano preceding eruption, but they may also accompany shrinking of the volcano and sinking of the mountain top that appears to result from withdrawal of magma beneath the volcano without surface eruption.

Determining whether the quakes result from swelling of shrinking of the volcano depends largely on measurements of tilting of the ground surface. If the volcano is in a swollen condition and continues to swell, a large number of earthquakes of shallow origin is highly suggestive, if not definitely indicative, of imminent eruption. The place of origin of the quakes indicates, sometimes very closely, the location of the coming eruption. It is not yet possible, however, to predict the time of outbreak except in a rather general manner. Sometimes it can be predicted within a few days. At times there may be an oscillation of ground tilting directly preceding the eruption, suggesting a pulsation of magmatic pressure at depth, but this is not yet certain.

There appears to be some indication that summit eruptions of either Mauna Loa or Kilauea are preceded by a less definite earthquake pattern, and are therefore less readily predictable, than flank eruptions.

No cycle of activity of any great value in predicting activity has been recognized in Hawaii. Intervals between eruptions of Mauna Loa have ranged from a few months to more than 9 years, and Kilauea has been even more variable. In the case of Mauna Loa there has been a rough alternation between summit and flank eruptions, but with many exceptions to this general sequence. Astronomical and tidal cycles have been studied in relation to both time of outbreak and strength of eruption, but without demonstration of any very definite relationship. Eruptions have occurred in every month of the year, but there is a slight tendency for them to cluster just before and after solstice, particularly winter solstice.

BERNARD GÈZE

L'utilisation des volcans pour accroître la pluviosité dans le Sahara est-elle utopique ?

(avec 1 figure dans le texte et 1 planche)

On sait que, dans un désert comme le Sahara, les précipitations sont presque nulles, ou du moins si rares et si irrégulières que la végétation survit difficilement en dehors de quelques oasis. Le perfectionnement apporté aux forages profonds permet, dans certains cas, d'utiliser des eaux souterraines peut-être partiellement fossiles; mais on ne peut cependant espérer, par elles, qu'un accroissement assez modéré des surfaces cultivées dans des bassins artésiens spécialement favorables.

Par contre, le problème se pose d'une façon différente dans les zones montagneuses qui correspondent presque toujours à des reliefs volcaniques récents, en particulier dans le Hoggar et au Tibesti (altitudes voisines de 3000 m, ou supérieures). Alors que les vastes plaines ou plateaux sahariens ne sont qu'exceptionnellement couverts de nuages, au contraire on en observe assez fréquemment au dessus des montagnes. La pluie, la grêle et même la neige tombent un peu plus qu'ailleurs, sans cependant une régularité satisfaisante.

Sans entrer dans les détails complexes de la météorologie saharienne, remarquons par exemple ce qui se passe dans le massif du Tibesti: Le vent au sol observé à la station de Largeau est toujours N à NE. Venant de traverser les déserts d'Egypte et de Libye, il est fort sec et l'on peut estimer qu'il n'atteint jamais le seuil nécessaire aux précipitations. Ainsi, même en Décembre, le degré hygrométrique ne varie-t-il guère qu'entre 10 et 60.

Au contraire, au-dessus de 2200 m d'altitude, le vent est toujours W à SW. C'est en somme un contre-alizé qui apporte directement l'humidité de l'Atlantique, sans qu'aucune ligne de reliefs importants ait antérieurement provoqué des précipitations. Chaque sommet, relativement froid, se montre alors surmonté par une zone où les conden-

sations sont possibles (fig. 1 et planche photo). Cependant elles aboutissent trop rarement à des précipitations.

Or, il n'en a pas toujours été ainsi. On sait notamment qu'une flore méditerranéenne existait au Hoggar et au Tibesti il y a 10000 ans et qu'elle subsistait encore, quoiqu'avec des caractères déjà xérophiles, 4 millénaires au plus avant l'ère chrétienne (1). Bien entendu, le dessèchement progressif est mis en rapport avec les alternances pluviales africaines et glaciaires européennes, mais il y a peut-être quelque chose de plus. En effet, les abondantes diatomites qui sont à peu près les seuls restes de grands lacs sahariens analogues au Tchad

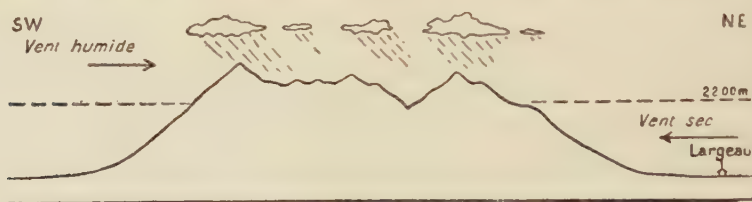


Fig. 1 - Schéma du mécanisme des précipitations sur les reliefs volcaniques du Tibesti.

paraissent le plus souvent associées aux formations volcaniques récentes. Il est donc permis de penser que les éruptions contribuaient largement à apporter de la vapeur d'eau, ainsi que des cendres et des gaz ionisés provoquant les précipitations atmosphériques, comme c'est le cas pour tous les volcans actifs. Si cette hypothèse est exacte, la décroissance récente du volcanisme serait aussi l'une des causes de la diminution générale d'humidité, tout au moins sur les grands massifs du Hoggar et du Tibesti, ainsi qu'à leur voisinage. Mais alors, si nous étions en mesure de remettre certains volcans en fonctionnement, il y aurait de nouvelles possibilités de condensation suivies de précipitations.

Il ne semble pas totalement exclu que cette idée sorte un jour du domaine de la science-fiction. En effet, il a été observé qu'après la chute d'une bombe d'avion dans le cratère du Vésuve lors du débarquement américain en Italie, une certaine effervescence s'est produite immédiatement dans le volcan, et que, quelques temps après,

(1) P. QUÉZEL et C. MARTINEZ - *Etude palynologique de deux diatomites du Borkou (Territoire du Tchad, A.E.F.)* - Bull. Soc. Hist. nat. Afrique du Nord, t. 49, 1958, p. 230-244.

s'est déclenchée sa grande éruption de 1944 (1). Dans le cas où il y aurait bien là relation de cause à effet, il serait permis de se demander si l'emploi d'explosifs nucléaires dans des volcans encore subactifs, comme le Toussidé du Tibesti en particulier, ne provoquerait pas la remise en fonctionnement de son appareil.

N'hésitant pas à mettre un peu de fantaisie au milieu de communications sérieuses, je vous citerai ces quelques phrases du délicieux « Petit Prince » du regretté Saint-Exupéry (2): « Au matin du départ il mit sa planète bien en ordre. Il ramona soigneusement ses volcans en activité. S'ils sont bien ramonés, les volcans brûlent doucement et régulièrement, sans éruptions. Les éruptions volcaniques sont comme des feux de cheminée. Evidemment sur notre terre nous sommes beaucoup trop petits pour ramoner nos volcans. C'est pourquoi ils nous causent des tas d'ennuis ».

Peut-être la physique moderne a-t-elle mis entre nos mains l'outil qui manquait encore pour « ramoner » nos volcans et les obliger à « brûler régulièrement ». S'il en était vraiment ainsi, il semblerait que le « feu interne » nous apporterait aussi l'eau nécessaire pour faire renaître la vie dans certaines de nos régions les plus déshéritées. Cette utilisation très spéciale des « forces endogées » mériterait sans doute d'être tentée un jour...

Discussion

P. BORDET: Comme au Tibesti, il est probable qu'il existe au Hoggar des volcans d'une très faible ancienneté. On y trouve de petits puits intacts, entourés de champs de cendre non consolidée épais de 5 m et ravinés par l'eau qui tombe de temps en temps. Directement sur le sol, il n'est pas rare de voir des bombes, des lapilli et même des cheveux de Pélé qui n'ont pas bougé depuis l'éruption. Cependant les Touaregs n'ont conservé aucune tradition relative à des manifestations volcaniques et il ne semble exister aucune fumerolle ou solfatare active. Les éruptions se sont peut-être arrêtées il y a quelques milliers d'années, mais comme elles ont commencé il y a à peu près une centaine de millions d'années, vers le milieu du Crétacé, il n'y a pas de raisons pour qu'elles ne reprennent pas un jour.

En ce qui concerne le problème des nuages, la question importante n'est pas que la pluie tombe mais qu'elle arrive jusqu'à terre. En effet, il est assez fréquent de voir, dans le Hoggar, le développement de cumulus dans la couche humide, superposée à la couche d'atmosphère sèche comme l'a expliqué M. GÈZE. La base de ces cumulus varie en altitude suivant la saison; autant que j'ai pu m'en rendre

(1) Renseignement fourni par le professeur A. RITTMANN.

(2) A. DE SAINT-EXUPÉRY - *Le Petit Prince* - Paris, Gallimard, 1946.

compte, elle oscille entre 3000 et 4000 m. Lorsqu'on est sous un nuage, on entend souvent la pluie tomber, mais il n'arrive pas une seule goutte au sol car ces gouttes s'évaporent avant. Pour que l'eau atteigne la terre, il faut que l'humidité moyenne de la couche inférieure dépasse 60 à 70 %, ce qui ne se produit habituellement qu'après deux ou trois mois de pluie en altitude.

L'excès d'eau constitue aussi un danger dans le désert. J'ai vu en 1951 une période de mousson venant du Sud pendant laquelle, 40 jours de suite il a plu presque tous les jours. Les destructions ont été considérables: ravinement des oueds entraînant la végétation, 5000 chèvres et moutons, 200 à 300 chameaux noyés, épidémies mal expliquées mais ayant fait un assez grand nombre de morts.

Au sujet des condensations, nous n'avons pas de renseignements précis sur l'action de la fumée, mais il ne faut pas oublier qu'au Sahara on observe pendant une bonne partie de l'année la formation de nuages de poussière dont l'épaisseur peut atteindre 1500 à 2000 m, ainsi que de grands tourbillons s'élevant à une hauteur équivalente. On a donc là des générateurs de poussières qui pourraient provoquer la formation de nuages comme le souhaite M. GÈZE. Cependant, s'il n'y a pas d'apport d'eau complémentaire, il semble qu'elles se borneront à quelques nuages légers, tout de suite entraînés par le vent.

A. MEYER remarque, pour sa part, qu'il serait beaucoup plus inquiet si des volcans pouvant exister au fond du Lac Kivu se remettaient à fonctionner au lieu de rester en sommeil. En effet, par le brassage des eaux profondes riches en méthane qui résulterait d'une éruption, il est probable que les gaz actuellement dissous dans ces eaux froides et denses seraient brusquement ramenés en surface. Les conséquences pourraient être catastrophiques.

Par ailleurs, lors d'une éruption du flanc nord du Nyamлагира, en 1958, ont été émis en très grande abondance des cheveux de Pélé. Ces filaments vitreux recouvrant la végétation ont été très nuisibles aux animaux herbivores dont les intestins se trouvaient perforés. Il a fallu attendre un nettoyage complet par les pluies avant de pouvoir ramener les troupeaux dans leurs pâturages. La nature des produits émis par les volcans est donc très importante pour définir les caractères favorables ou défavorables des éruptions.

B. GÈZE, à la suite des observations de P. BORDET et A. MEYER, pense qu'il est utile d'apporter les quelques compléments suivants à sa note:

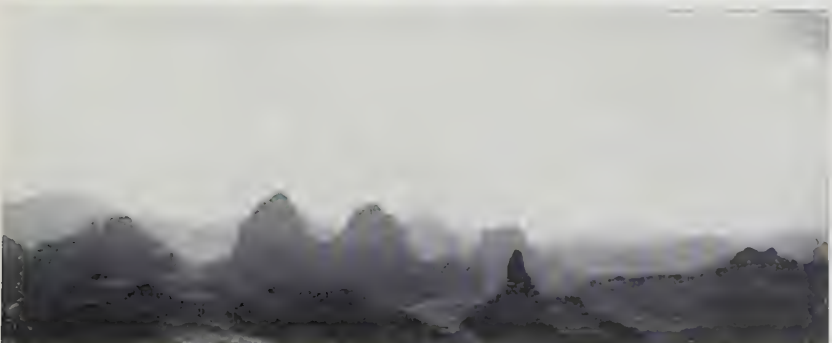
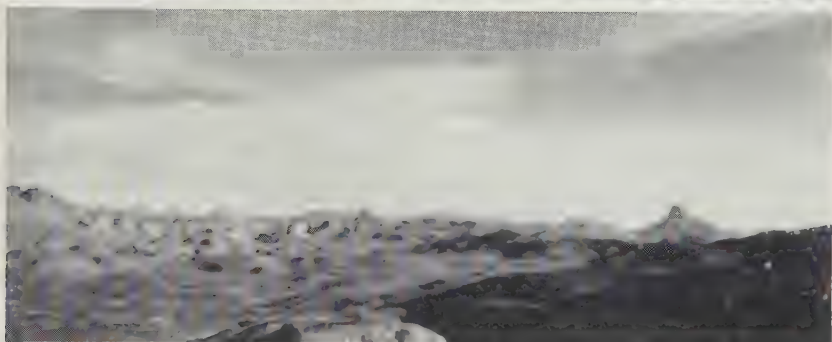
Si jamais une expérience comme celle qui a été suggérée devait se réaliser, le Tibesti semblerait beaucoup plus favorable que le Hoggar, non seulement à cause de la faible persistance actuelle de son activité volcanique, mais aussi à cause de son altitude moyenne plus considérable. Au Hoggar, seuls quelques sommets atteignent la couche d'atmosphère humide et il est exact que la pluie n'arrive au sol que dans les cas relativement exceptionnels précisés par P. BORDET. Au contraire, les grands Tarsos (plateaux) du Tibesti s'étalent assez largement dans la couche humide à plus de 2200 m, ce qui fait que les possibilités de précipitations paraissent presque constantes. On peut même croire que des condensations occultes se produisent actuellement et qu'elles expliquent notamment la présence d'eau, donc de possibilités agricoles, à l'intérieur de plusieurs grandes caldeiras (Tarso Yéga par exemple).

Sans doute, l'excès de pluie est-il particulièrement nuisible au Sahara, mais surtout en raison du manque d'habitude des populations. On peut imaginer qu'avec des précipitations plus régulières, le mode de vie devrait un peu se modifier mais, assez rapidement, dans un sens très favorable. Il suffit de constater combien une année ou deux sans aucune précipitation déciment les troupeaux ou obligent à de longues et aléatoires migrations pour reconnaître que la sécheresse absolue est encore plus catastrophique qu'une inondation passagère.

Je ne crois pas que l'on puisse comparer à des émissions de gaz humides émanant des volcans les « vents de sable » ou les trombes, qui entraînent vers la couche humide d'altitude de l'air porteur de poussières mais rigoureusement sec et qui, de ce fait, empêchent au contraire toute condensation. La meilleure preuve est que nous avons toujours vu un chapeau de nuage au-dessus des fumerolles riches en eau du Toussidé et que, « sous le vent » du volcan, nous avons enregistré quelques bonnes chutes de pluie. P. Vincent y a même subi une vraie chute de neige. Par vent de sable ou devant des trombes, au Sahara ou dans le désert de Syrie, nous avons observé seulement des phénomènes électriques, orages secs pouvant entraîner de dangereux coups de foudre mais habituellement pas de pluie.

Plus grave me semble être le point de vue, évoqué par M. MEYER, de la nature même des émissions volcaniques. Il est évident que la libération d'un magma acide serait assez catastrophique (formation d'ignimbrites ou de nuées ardentes). Même un magma plus basique, mais donnant en abondance des verres comme des cheveux de Pélé ou des laves atteignant les lieux habités, ne serait pas beaucoup plus souhaitable. L'idéal serait d'obtenir une fine pluie de cendre donnant en quelques années de bons sols agricoles largement arrosés par les pluies. Nous n'en sommes pas encore à une telle régulation du volcanisme. Nous ne savons d'ailleurs même pas si un volcan presque éteint a la moindre possibilité de redevenir actif. Si j'ai émis une idée qui peut paraître plutôt aventurée, je serais le dernier à souhaiter son application rapide sans études préalables et sans contrôles méticuleux: depuis quelques années, l'homme n'a que trop tendance à jouer inconsidérément à l'apprenti sorcier !

NARD GÈZE — *L'utilisation des volcans pour accroître la plusiosité dans le Sahara est-elle utopique?*



De haut en bas: Nuages au dessus du Toussidé (3.265 m) et de l'Emi-Koussi (3.415 m) dans le Tibesti, du Tidjémayéne (env. 2.500 m) et des alentours de l'Aouakrom (2.728 m) dans le Hoggar.

F. PENTA

Vapori naturali (" forze endogene „): stato delle ricerche e considerazioni.

(con 4 tabelle)

Nel 1954 lo scrivente, in occasione del Convegno Annuale della Associazione Geofisica Italiana, dietro invito del Comitato Direttivo riferì sullo stato delle ricerche per vapori naturali.

Nello stesso anno, e nella stessa occasione, M. SAPPÀ schematizzò in una tabella ciò che era stato fino allora fatto nel campo della ricerca e della utilizzazione di vapori naturali.

Con la presente nota si aggiorna e sviluppa quanto allora riferito.

Come si rileva dalla tabella acclusa non tutte le regioni nelle quali si ritrovano manifestazioni naturali di fluidi a temperature anormalmente alte, regioni pertanto indiziate per una possibile ricerca di « vapori naturali », ricadono in aree manifestamente vulcaniche, nel senso più comune della parola.

In alcuni casi, e ciò per esempio si verifica per la ben nota Regione Boracifera Toscana (Larderello), fino a distanze relativamente grandi dalle manifestazioni e fino alle profondità direttamente esplorate, non si rinvencono vulcaniti (sia pure in senso lato) e quindi non appare evidente un necessario legame diretto tra manifestazioni e vulcanismo.

D'altra parte poi lo scrivente ha tratto la convinzione che, anche nel caso di aree manifestamente vulcaniche, per lo meno per qualche centro eruttivo minore, non è necessaria la diretta connessione tra le manifestazioni in superficie ed un magma in profondità e non può escludersi una rifusione parziale del basamento a piccola profondità.

Non risolte infatti appaiono le questioni relative al grado di influenza delle acque esterne (d'infiltrazione vicina o lontana) sul meccanismo delle eruzioni esplosive, nè quelle relative alla sede di

accumulo dell'energia necessaria per il realizzarsi di una esplosione nei centri vulcanici tipo Isole e Campi Flegrei.

Nella regione flegrea ad esempio si è riscontrata nel sottosuolo la presenza di H_2O a temperature tra i 230 ed i 300°C a profondità dell'ordine di 1100 ÷ 1800 metri. A queste profondità era previsto giacesse il tetto più o meno consolidato del bacino o dei bacini magmatici. Acque profonde, e presumibilmente a temperature più alte, esplicano forse un'azione puramente raffreddante nei confronti dei presunti flussi magmatici ed aeriformi ascendenti dalle maggiori profondità, ma, allo stato attuale, non può escludersi che esse costituiscano proprio il mezzo intermedio nel quale si accumula l'energia termica necessaria e dal quale partirà poi l'eruzione esplosiva di carattere locale non appena la pressione crescente con l'aumentare della temperatura lo permetterà. Indipendentemente dalla profondità del tetto del bacino vero e proprio, o delle sue apofisi, si spiegherebbe così ugualmente la eseguità delle distanze fra le singole bocche delle ultime eruzioni esplosive flegree.

Per quanto riguarda poi il problema della esistenza di bacini sotterranei di vapori (o meglio di bacini sotterranei dai quali è possibile far erogare vapore secco o surriscaldato), lo scrivente ritiene che, se pure detta esistenza è connessa e dipende da fenomeni endogeni del sottosuolo e dalla dinamica interna, essa è anche sicuramente connessa all'idrologia sotterranea e specialmente alle condizioni di copertura dei bacini idrici.

Per esempio ai Campi Flegrei dalla superficie fino alle massime profondità direttamente esplorate le rocce nell'insieme non presentano apprezzabili variazioni nei riguardi della permeabilità e della conducibilità termica; si tratta sempre di vulcaniti nell'insieme piuttosto permeabili in piccolo o in grande.

Ivi, nonostante le elevate temperature riscontrate nel sottosuolo, non è stato finora possibile avere erogazione di vapore secco o surriscaldato.

Invece nella Regione Boracifera Toscana ad una formazione affiorante della potenza di poche centinaia di metri, nel complesso impermeabile e termicamente poco conduttiva, seguono verso il basso, fino alle massime profondità esplorate, formazioni più permeabili in grande e conduttive.

In detta regione, per quanto le temperature riscontrate nel sottosuolo, a parità di profondità, siano dello stesso ordine di grandezza

di quelle riscontrate ai Campi Flegrei, in generale si ha sviluppo di vapore surriscaldato e solo in pochissimi casi si hanno erogazioni locali simili a quelle dei Campi Flegrei, e cioè di miscela di acqua e vapore.

Sembra pertanto giustificata l'ipotesi (1), secondo la quale nel « bacino » sotterraneo alimentante i soffioni della Regione Boracifera Toscana (la cui termalità sembra dovuta in parte ad una riserva energetica accumulata nei tempi ed in parte ad una alimentazione attuale di calore da una massa calda profonda) inizialmente si trovasse H_2O allo stato liquido, ad elevata temperatura e sotto pressioni maggiori di quelle idrostatiche relative alle profondità considerate. Con lo sfruttamento del bacino tali pressioni si sono considerevolmente abbassate in modo da permettere un richiamo diretto, attraverso zone preferenziali (fratture o faglie), di fluido dal sottosuolo più profondo ove l' H_2O è allo stato sopracritico.

Attualmente se non tutti certamente gran parte dei sondaggi della Regione Boracifera Toscana richiamerebbero dalle profondità verso la superficie l' H_2O ivi trovantesi allo stato sopracritico: durante l'afflusso nei terreni verso il pozzo l' H_2O passerebbe allo stato di vapore surriscaldato mescolandosi anche a relativamente piccole quantità, date le caratteristiche idrologiche della regione, di H_2O di diversa provenienza.

Nei Campi Flegrei invece senz'altro si deve riconoscere la decisa influenza che sullo stato dei fluidi sotterranei hanno le acque del vicino mare. Anche ivi nel sottosuolo si trova H_2O (la cui salinità rivela l'origine almeno in parte marina) allo stato liquido, ad elevate temperature ma a pressioni nel complesso inferiori, a causa della dilatazione termica, a quelle idrostatiche relative alle profondità considerate. L'abbassamento di tali pressioni con lo sfruttamento in un punto qualsiasi al di sotto della superficie limite superiore dell'acqua sotterranea richiama altra acqua soprattutto dai livelli superiori e dai lati, ed il livello termico del fluido erogato resta al di sotto di quello necessario per avere produzione di vapore secco o surriscaldato.

Tutto quanto precede rappresenta un assieme di ipotesi che non sono in contrasto con tutti i fatti che si osservano, ma che indubbiamente risentono del presupposto dell'esistenza di una massa magmatica subcrostale rappresentante la fonte prima dell'energia termica.

(1) D'accordo con G. BARTOLUCCI. Vedi: F. PENTA lett. (28).

Se invece la fonte di questa energia dovesse ricadere nella crosta solida ed a poca profondità, e fosse da connettersi ad altri fenomeni esotermici, il quadro generale che ispira le suddette ipotesi dovrebbe essere completamente trasformato.

Discussion

A. RITTMANN: Nous avons au Monte Amiata la preuve qu'il y a eu intrusion d'un magma acide. Un laccolithe a soulevé les sédiments; ce soulèvement a provoqué une fracture longue de quelques kilomètres sur laquelle se sont manifestées des éruptions ignimbritiques; enfin il y a eu formation de dômes de lave sur la fente elle-même. On a fait des forages au pied de cette montagne et l'on a trouvé de la vapeur. Il est donc logique d'admettre qu'à Larderello une intrusion du même âge et du même type, magmatique mais non volcanique, devrait se trouver en profondeur.

B. GÈZE: Par des études géophysiques, a-t-il été possible de distinguer une masse profonde vraiment différente de son environnement, donc théoriquement un réservoir magmatique bien délimité?

F. PENTA: Non. On a fait des essais, mais infructueux. Je ne crois pas que la géophysique puisse nous donner des renseignements précis en profondeur.

J. GOGUEL: A Larderello, la géophysique a montré des failles et la structure locale mais non des indications sur la structure profonde. La détection des poches de magma volcanique serait évidemment un des plus beaux objectifs que l'on puisse assigner à la géophysique, mais d'après ce que nous avons entendu ces derniers jours, je n'ai pas l'impression qu'on en approche.

A. RITTMANN: Il s'agit probablement de magmas acides en voie de refroidissement avec une viscosité très forte; ils se comportent alors comme des roches et on ne peut les détecter par les méthodes géophysiques. Aux environs de Pise, on a fait appel à la prospection géochimique: Les intrusions magmatiques profondes entrent dans cette région en contact avec des calcaires fissurés et les gaz migrent jusqu'à de grandes distances. Par les rapports des isotopes déterminés avec le spectrographe de masse, on peut arriver à déterminer la direction dans laquelle on se rapproche du magma.

BIBLIOGRAFIA

1. BANWELL C. J. - *Flow Sampling and Discharge Measurement in Geothermal Bores* - Trans. A.S.M.E. 79 (2), 269, (1957).
2. ———— *Note on Gas Starting of Thermal Bores* - N.Z.J.S.T. 35, (6B), 478, (1954).
3. ———— *The New Zealand Thermal Area and its Development for Power Production* - Trans. A.S.M.E. 79 (2), 255, (1957).
4. BANWELL C. J., COOPER E. R., THOMPSON G. E. K., MCCREE K. J. - *Physics of the New Zealand Thermal Area* - D.S.I.R. Bulletin 123, (1957).

5. BARTOLUCCI G. - *Sulle manifestazioni fumaroliche, solfatariche e idrotermali nel NW della Repubblica Argentina e loro possibilità di utilizzazione industriale* - « Annali di Geofisica » 9, n. 2, (1956).
6. BELIN R. E. - *A Gamma Radioactivity Survey of Some of the Geothermal Areas of the North Island of New Zealand* - N.Z.J. Geol. Geoph. 1, 156, (1958).
7. BELIN R. E., KNOX F. B. - *The Estimation of the Distribution and Quantity of Water in Two-Phase Steam-Water Systems* - N.Z.J.S.T. 37, (3B), 385, (1955).
8. CONFORTO B. - *Le possibilità di ricerca di « forze endogene » nel Lazio* - « L'ingegnere », n. 6, (1956).
9. ———— *Sulla presenza di idrocarburi in alcune manifestazioni di origine « magmatica »* - « La Ric. Scient. », 26, n. 5, (1956).
10. COOMBS D. S. - *X-Ray Observation on Wairakite and non-cubic Analcime* - Mineralogical Magazine XXX, (230), 699, (1955).
11. DE ANDA L. F. - *El campo de energia geotermica en Pathé, Estado de Hidalgo* - Proc. Congr. Géol. Intern. 1956.
12. DI NOI A. - *Sul significato della presenza di metano nelle manifestazioni esalative idrotermali* - « Annali di Geofisica », 11, n. 3, (1958).
13. ELLIS A. J., WILSON S. H. - *The Heat from the Wairakei-Taupo Thermal Region Calculated from the Chloride Output*. - N.Z.J.S.T. 36, (6B), 622, (1955).
14. FRANCALANCI G. P. - *Contributo per la conoscenza delle manifestazioni idrotermali della Toscana* - « Atti Soc. Tosc. Sc. Nat. », Serie A, Fasc. II, Vol. LXV, (1959).
15. GARVITCH Z. S. - *A Field Instrument for Measuring Temperatures of Natural Boiling Pools* - J. Sc. Inst., 32, 261, (1955).
16. GRANGE L. I. - *Geothermal Steam for Power in New Zealand* - D.S.I.R. Bulletin, 117, (1955).
17. ———— *The Geology of the Rotorua-Taupo Subdivision* - N.Z. Geol. Survey, Bulletin, N.S. 37, (1937).
18. GREGG D. R. - *Natural Heat Flow from the Thermal Areas of Taupo Sheet District N 94* - N.Z.J. Geol. Geoph. 1, 65, (1958).
19. GRINDLEY G. W. - *Geothermal Power* - Reprinted from Science in N.Z. the Handbook of the 1957 A.N.Z.A.A.S. Conference.
20. HAMILTON W. M. - *Geothermal Energy* - Cawthron Lecture (1954). Reprinted in New Zealand Electrical Journal 28, (2), 36, 26 Feb. 1955.
21. HEALY J. - *Preliminary Account of Hydrothermal conditions at Wairakei, N.Z.* - Proc. 8th Pacific Sc. Congress II, 214, (1956).
22. KAPLAN I. R. - *Evidence of Microbiological Activity in Some of the Geothermal Regions of New Zealand* - N.Z.J.S.T. 37, (6B), 639, (1956).

23. LLYD E. F. - *The Hot Springs and Hydrothermal Eruptions of Waitapu* - N.Z.J.G.G. 2, 1, (1959).
24. MARSHALL T. - *Stress Corrosion of Austenitic Stainless Steel in Geothermal Wells* - Corrosion 14, 59, (1958).
25. MARSHALL T. and HUGILL A. J. - *Corrosion by Low Pressure Geothermal Steam* - Corrosion 13, 59, (1957).
26. MCBIRNEY A. R. - *Rilievi sulle manifestazioni endogene della zona di Ahuachapan - El Salvador* - Ann. Serv. Geol. Naz. El Salvador (1956).
27. PENTA F. - *Caratteristiche e genesi delle manifestazioni esalativo-idrotermali naturali* - Atti della 45ª Riunione della S.I.P.S. - 16/20-X-1954.
28. ———— *Attività del Centro di Studio per la Geologia Tecnica* - « La Ricerca Scientifica », n. 12 (1956), n. 2 (1957), n. 3 (1958), n. 4 (1959).
29. ———— *Ricerche e studi sui fenomeni esalativo-idrotermali ed il problema delle « forze endogene »* - « Annali di Geofisica », Vol. VIII, n. 3, (1954).
30. ———— *Survey and Investigations into Geothermal phenomena and into the problem of endogenous power* - Dep. of Ind. Research of New Zealand, Pristchurch, (1956).
31. PENTA F., DI NOI A. - *Sul significato genetico degli idrocarburi nelle manifestazioni esalative ed idrotermali* - « Chimica ed Ingegneria », 1 Set. (1956).
32. RAFTER T. A., WILSON S. H., SKILTON B. W. - *Geothermal Bore Waters* - N.Z.J.S. 1, 103, (1958).
33. RAFTER T. A., WILSON S. H., SKILTON B. W. - *Sulphur Isotopic Variations in nature* - Part 5. N.Z.J.S. 1, 103, (1958).
34. SANTI B. - *Manifestazioni esalativo-idrotermali dell'Isola d'Ischia* - « Bull. Volc. », S. II, T. XVI, (1955).
35. ———— *Sulla nuova manifestazione (« soffione ») nel cratere della Solfatara* - Boll. Soc. Geol. It., 75, (1956).
36. SANTI B., DI NOI A. - *Sulle manifestazioni esalativo-idrotermali dell'Isola d'Ischia* - « L'Ind. Min. », n. 9, (1955).
37. SAPPÀ M. - *Fenomeni Geyseriformi dell'Isola d'Ischia* - « Bull. Volc. », S. II, T. XVI, (1955).
38. SCHOFIELD J. B. - *Methods of Distinguishing Sea-ground-Water from Hydrothermal water* - N.Z.J.S.T. 37, (5B), 597, (1956).
39. SMITH J. H. - *Production and utilisation of Geothermal Steam* - N. Z. Engineering, 13 (10), (1958).
40. STEINER A. - *Vairakite, the Calcium Analogue of Analcime, a new Zeolite Mineral* - Mineralogical Magazine XXX, (230), 691, (1955).
41. STUDDT F. E. - *Geophysical reconnaissance at Kawerau* - N.Z.J.G.G. 1, 219, (1958).
42. ———— *The Wairakei Hydrothermal Field under Exploitation* - N.Z. J.G.G. 1.

43. STUDD F. E. - *Wairakei Hydrothermal System and the influence of Ground Water* - N.Z.J.S.T. 38, (6B), 595, (1957).
44. VLODAVEZ V. - *I campi esalativi idrotermali delle zone vulcaniche italiane* - Acc. Sc. URSS, Serie Geologica, n. 5, (1955).
45. WOORDING R. A. - *Steady State Free Thermal Convection of a liquid in a saturated permeable medium* - J. Fluid Mechanics 2, (3), 273, (1957).
46. ———— *Power generation from a hot spring* - «Engineering», Nov. (1952).

F. PENTA - 1959 - *Prospetto delle ricerche per vapore naturale (• forze endogene •).*

Nazione Regione	Terreno affiorante	Manifestazioni superficiali	Studi eseguiti	Sondaggi perforati	Natura
<i>Cile</i> M. Tatio	Vulcanico	Acque bollenti e geysers	Geologici	1 (prof. < < metri 100)	Miscela acqua- vapore
<i>Congo Belga</i> Katanga	?	Acqua a 91°C	—	—	Acqua
<i>El Salvador</i> Ahuachapan	Vulcanico	Fumarole a va- pore sat. e surr.	Geologici	7 (prof. max: m 370)	Miscela acqua- vapore
<i>Giappone</i> Kyuschu- Beppu	Vulcanico	Fumarole	Geologici e geoter- mici	4 (prof. max: m 110)	Miscela acqua- vapore
Yesu- Nippon	Vulcanico	Fumarole	—	—	—
<i>Indie Olandesi</i> Giava (Kawah- Kamodijag)	Vulcanico	Fumarole	Geologici	5 (prof. max: m 128)	Vapore sat. e surr. (con H ₂ S e gas e sali vari)
<i>Islanda</i> Reykjavick Mosfellssveit	Vulcanico	Fumarole	Geologici	vari	?

FLUIDI OTTENUTI				Impieghi (esclusi i terapeutici)	Varie	Autori
Temp. max misurata (°C)		Press. max alla superficie a pozzo chiuso (ata)	Portata max singolo pozzo o sorgente (t/h)			
alla superficie in ero- gazione	a fondo pozzo non erogante					
100	?	?	?	—	Dati aggiornati al 1922. Non risulta siano stati in se- guito eseguiti altri lavori	
91	—	?	250	Energia: 1 impianto da 275 Kw (utilizzante vapore a pressione < 1 ata	Dati aggiornati al 1952	« Engineering » Nov. 1952 (45)
102	140	?	?	—	Dati aggiornati al 1958. Ricerca in corso	G. Meyer-Abich, A.R. McBirney (26) - F. Penta (28) - A. Peroz- ri - B.A. Stirton e W.K. Gealey
139	159	?	146	Energia: 1 impianto sperimenta- le da 30 Kw	Dati aggiornati al 1952. Ricerca in corso	I. Hayasaka
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1956. Ricerca in corso	
140	?	?	?		Dati aggiornati al 1956	J.R. van Bemmelen - A. Rittmann
?	?	?	?	Riscaldamento	Dati aggiornati al 1954	T.F.W. Barth - R.A. Sonder

F. PENTA - 1959 - *Prospetto delle ricerche per vapore naturale (« forze endogene »).*

Nazione Regione	Terreno affiorante	Manifestazioni superficiali	Studi eseguiti	Sondaggi perforati	Natura
Italia Aqui	Sedimen- tario	Acqua a 84°C	Geologici	vari (prof. po- che decine di m)	Acqua
Colli Euganei	Sedimen- tario	Acqua a 92°C	Geologici e geofisici	vari (a piccola profondità)	Acqua
Isola d'Ischia e Campi Flegrei	Vulcanico	Fumarole e va- pore sat. e surr.	Geologici e geofisici (sismici ed elettri- ci) e geotermici	86 (prof. max: m 1840)	Miscela acqua- vapore (con gas e sali vari)
M. Amiata	Vulcanico e sedi- mentario	Acqua a 30°C	Geologici e geofisici (elettrici)	2 (prof. max: m 500)	Miscela acqua- vapore CO ₂ (con gas e sali vari)
Rapolano	Sedimen- tario	Acqua a 40°C	Geologici e geofisici (elettrici)	1 (prof.: m 1018)	—
Regione Boracifera Toscana (Larderello)	Sedimen- tario	Vapore sat. e surr.	Geologici e geofisici (elettrici, sismici, gravimetrici, ma- gnetometrici, ra- dioattivi)	300 (prof. max: m 1600)	Vapore sat. e surr. (con gas e sali vari)

FLUIDI OTTENUTI				Impieghi (esclusi i terapeutici)	Varie	Autori
Temp. max misurata (°C)		Press. max alla superficie a pozzo chiuso (ata)	Portata max singolo pozzo o sorgente (t/h)			
alla superficie in ero- gazione	a fondo pozzo non erogante					
?	?	—	?	Riscaldamento	Dati aggiornati al 1956	—
?	?	—	?	Riscaldamento	Dati aggiornati al 1956. Ricerca in corso. Risulta che nel 1958 è stato perforato un son- daggio a m 2000	—
175	296	?	100	Energia: 1 impianto sperimentale da 300 Kw	Dati aggiornati al 1954	F. Penta - F. Pen- ta e B. Confor- to. B. Santi (34) (35) - B. Santi e A. Di Noi (36) - M. Sapa- pa (37)
155	165	21	300	—	Dati aggiornati al 1959. Ricerca in corso. In costru- zione 1 impianto sperimentale da 3000 Kw	—
—	55	—	—	—	Dati aggiornati al 1959	—
242	240	32	303	Riscaldamento Energia: 8 impianti per 320.000 Kw Chimica: acido bori- co 4500 t/a, zolfo 800 t/a, prodotti ammoniac- li 600 t/a	Dati aggiornati al 1959. Temperatu- ra misurata a fon- do di un pozzo sterile; non è stata misurata la tempe- ratura al fondo del pozzo che eroga a 242°C	G. Boaga - G. Cinori Conti - D. Lenzi - A. Mazzoni - F. Penta - E. Sole G. De Stefani

F. PENTA - 1959 - *Prospetto delle ricerche per vapore naturale (« forze endogene »).*

Nazione Regione	Terreno affiorante	Manifestazioni superficiali	Studi eseguiti	Sondaggi perforati	Natura
Sciaccia	Sedimen- tario	Acqua a 65°C	Geologici e geofisici	1 (prof.: m 2829)	—
Viterbo	Vulcanico e sedi- mentario	Acqua a 61°C	Geologici e geofisici (elettrici e sismici)	5 (prof. max: m 590)	Acqua (con CO ₂ e sali vari)
Vulcano	Vulcanico	Fumarole	Geologici	3 (prof. max: m 236)	Miscela acqua- vapore
Messico Pathè Grande (Hidalgo)	Vulcanico	Acque bollenti	Geologici	3 (prof. max: m 267)	Miscela acqua- vapore
Ixtlàn (Michoacan)	Vulcanico	Acque bollenti	Geologici	—	—
Nuova Zelanda Kawerau	Vulcanico	Acque bollenti	Geologici	vari	Miscela acqua- vapore
Waiotapu	Vulcanico	Acque bollenti	Geologici e geofisici	vari	Miscela acqua- vapore
Wairakei	Vulcanico	Geysers, ac- que bollenti	Geologici, geotermici e geofisici (elettri- ci, sismici, gravi- metrici, magneto- metrici, radioattivi)	57 (prof. max: m 973)	Miscela acqua- vapore (con gas e sali vari)

FLUIDI OTTENUTI				Impieghi (esclusi i terapeutici)	Varie	Autori
Temp. max misurata (°C)		Press. max alla superficie a pozzo chiuso (ata)	Portata max singolo pozzo o sorgente (t/h)			
alla superficie in ero- gazione	a fondo pozzo non erogante					
86	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1956	—
70	78	—	—	—	Dati aggiornati al 1954	B. Conforto (8) - F. Penta
161	194	> 18	66	—	Dati aggiornati al 1956	G. Dessau - L. Sicardi
105	155	?	?	—	Dati aggiornati al 1957. Ricerca in corso. Risulta che successivamente fu- rono perforati altri sondaggi e che è attualmente in co- struzione un im- pianto sperimenta- le da 3000 Kw	L. F. de Anda (11) - F. Penta (28)
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1957. Ricerca in corso. Risulta che attualmente sono lavoro sondaggi	
?	?	?	?	Riscaldamento	Dati aggiornati al 1958	L. I. Grange (16) J. H. Smith (39) F. E. Studt (41)
?	?	?	?	—	Dati aggiornati al 1958. Ricerca in corso	L. I. Grange (16) J. H. Smith (39) E. F. Lloyd (23)
210	268	?	210	Riscaldamento	Dati aggiornati al 1958. Ricerca in corso. Attualmente è in costruzione un impianto da 69.000 Kw	L. I. Grange (16) - G. W. Grindley (19) - J. Healy e R. W. Foster - J. H. Smith (39) - A. Steiner - F. E. Studt (42)

F. PENTA - 1959 - *Prospetto delle ricerche per vapore naturale (« forze endogene »).*

Nazione Regione	Terreno affiorante	Manifestazioni superficiali	Studi eseguiti	Sondaggi perforati	Natura
<i>Stati Uniti</i> Coast Range (California)	Vulcanico e sedi- mentario	Geysers e fu- marole	Geologici	13 (prof. max: m 230)	Vapore sat. e surr.
Lassen Park (California)	Vulcanico	Geysers e fu- marole	Geologici	—	—
Katmai (Alaska)	Vulcanico	Fumarole	Geologici	—	—
Steamboat Spring (Nevada)	Vulcanico e sedi- mentario meta- morfico	Fumarole	Geologici	29 (prof. max: m 50)	Acqua (con CO ₂ , H ₂ S H ₂ , N ₂)
Yellowstone Park (Wyoming)	Vulcanico	Geysers e fu- marole	Geologici	2 (prof. max: m 122)	Vapore surr.
<i>Algeria</i> Hamman Meskoutine	Sedimen- tario	Acqua a 96°C	—	—	—
<i>Antille</i> S. Lucia	Vulcanico	?	—	—	—
<i>Argentina</i> Reg. Andina	Vulcanico	Acque bollenti	Geologici prelim.	—	—
Reg. Suban- dina	Sedimen- tario	Acque bollenti	Geologici prelim.	—	—

FLUIDI OTTENUTI				Impieghi (esclusi i terapeutici)	Varie	Autori
Temp. max misurata (°C)		Press. max alla superficie a pozzo chiuso (ata)	Portata max singolo pozzo o sorgente (t/h)			
alla superficie in ero- gazione	a fondo pozzo non erogante					
195	315	28	62	—	Dati aggiornati al 1958	E. T. Allen e A. L. Day - F. Penta (28) - « Time » Ag. 1958
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1954	E. T. Allen
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1954	E. T. Allen
5 100	138	?	?	Riscaldamento	Dati aggiornati al 1954	W.W. Brannock - C. H. Sande- berg - D. E. Whith
138	205	?	?	—	Dati aggiornati al 1954	E. T. Allen - E. T. Allen e A. L. Day - T. F. W. Barth e F. D. Bloss - C. N. Fenner
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1956	—
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1956	M. Sappa
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1955	G. Bartolucci (5) - F. Penta (28)
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1955	G. Bartolucci (5) - F. Penta (28)

F. PENTA - 1959 - *Prospetto delle ricerche per vapore naturale (« forze endogene »).*

Nazione Regione	Terreno affiorante	Manifestazioni superficiali	Studi eseguiti	Sondaggi perforati	Natura
<i>Azzorre</i> Furnas S. Miguel	?	?	—	—	—
<i>Nicaragua</i> Toro	Vulcanico Sedimen- tario	Acque bollenti Acque calde	— Geologici prelim.	— —	— —
<i>Uganda</i> Camciatka- Curili (Siberia)	 Vulcanico	 Fumarole	 Geologici prelim.	 —	

FLUIDI OTTENUTI				Impieghi (esclusi i terapeutici)	Varie	Autori
Temp. max misurata (°C)		Press. max alla superficie a pozzo chiuso (ata)	Portata max singolo pozzo o sorgente (t/h)			
alla superficie in ero- gazione	a fondo pozzo non erogante					
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1956	—
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1954	M. Sappa
—	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1954	M. Sappa
	—	—	—	—	Dati aggiornati al 1956	—

Résultat des forages effectués à Bagnore (Monte Amiata, Italie).

(Avec 1 figure dans le texte)

Ma communication a pour objet d'évoquer les résultats des forages courants dans la localité dénommée Bagnore (Monte Amiata), qui est située presque 70 km au Sud-Est de la zone classique de Larderello.

À la suite des études géologiques exécutées en 1938 et successivement après la guerre en 1950, on ne vit pas la possibilité d'obtenir des résultats positifs pour la recherche de vapeur dans cette zone de Bagnore. Malgré cela, la Société Larderello poursuivant son programme d'étendre les recherches, on décida d'exécuter dans cette zone des forages. Ces forages, commencés en 1958 obtinrent des résultats positifs.

Voici quelques données sur les premiers deux trous exécutés: « Sondage " Bagnore 1 " » - Implanté dans les roches trachytiques qui forment le Mont Amiata (825 m au dessus du niveau de la mer), avec une profondeur de 551,30 m, a rencontré les terrains suivants:

— de 0 à 70 m - Trachyte feldspathique avec des éléments pyroxéniques et des lamelles biotitiques.

— de 70 à 176 m - Une série allochtone de calcaires et schistes argileux.

— de 176 à 378 m - Une série arénacée avec quelques intercalations marneuses.

— de 378 à 551,30 m - Une série calcaire anhydritique (triasique).

A partir de 446,20 m, le sondage a rencontré plusieurs horizons gazeux qui donnent aujourd'hui une production de 172.000 Kg/h à la pression de 6 atm, d'un fluide ayant les caractéristiques principales suivantes:

(1) Direttore tecnico della « Larderello » S.p.A.

— 95 % en poids gaz incondensables.

— 5 % en poids vapeur d'eau.

Composition du gaz:

— CO_2 922,7

— H_2S 3,7

— Résidu . . . 74,3

Température 151°C

Pression de strate 21 atm.

« Sondage "Bagnore 2" » - Implanté sur une formation allochtone calcaireschisteuse (825 m au dessus du niveau de la mer), a rencontré les terrains suivants:

— de 0 à 344 m - Une série allochtone de calcaires et schistes argileux.

— de 344 à 346,35 m - Une série arénacée.

À 344 m, le sondage a rencontré une importante manifestation, formée d'un fluide chaud ayant les caractéristiques suivantes:

— Capacité d'écoulement Kg/h 155.000 (d'un mélange de gaz et vapeur presque égal au précédent).

— Pression 4,04 atm.

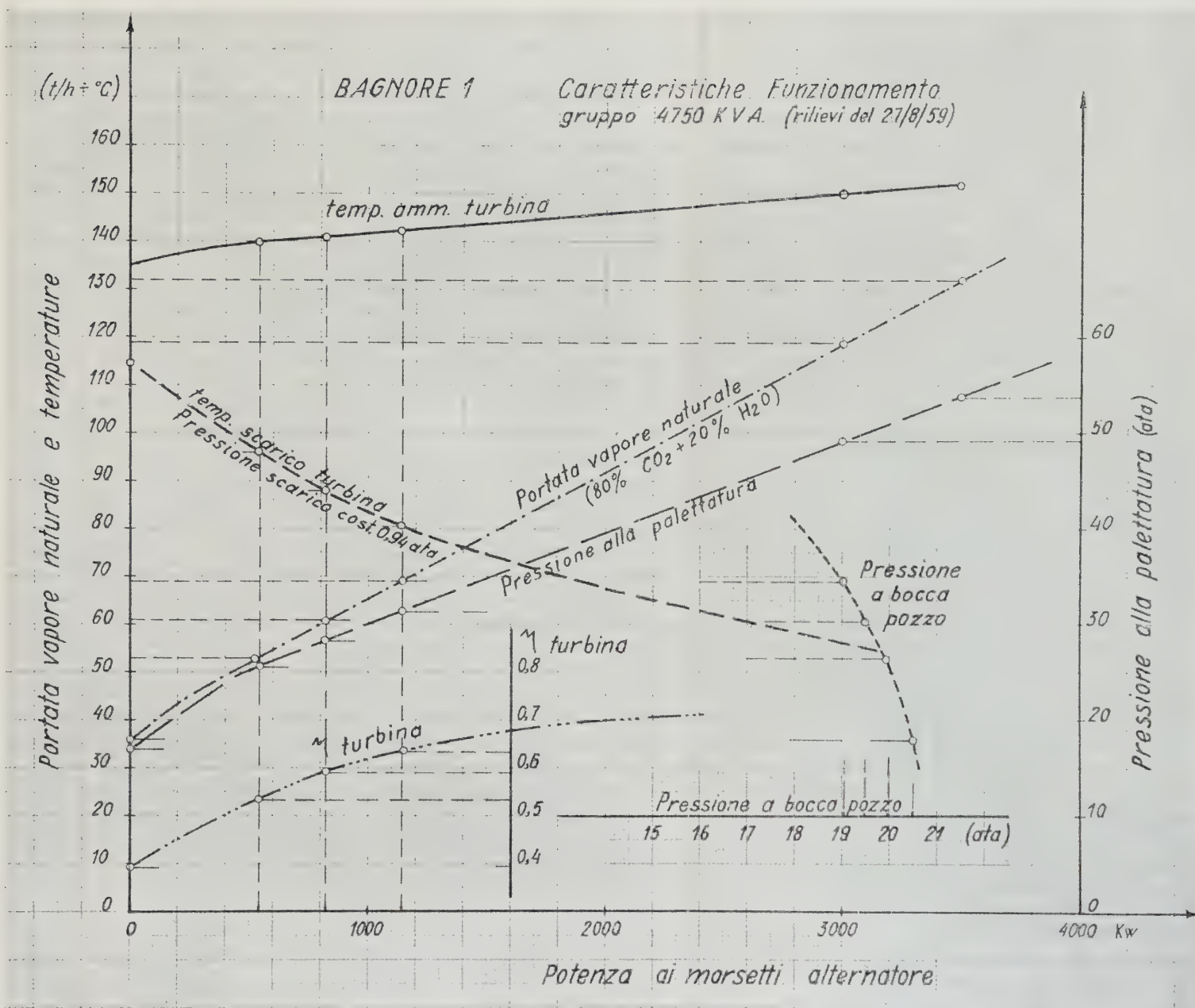
— Pression statique 21 atm.

— Température 141°C.

La caractéristique principale de ces puits est celle d'une composition, jamais rencontrée dans nos forages précédents, dans le rapport gaz-vapeur. Ce rapport, qui normalement varie de 98 à 97,5 % en poids de vapeur d'eau et de 2 à 2,5 % en poids de gaz incondensables, desquels le CO_2 représente la plus grande partie, à Bagnore donne des pour cent en poids, comme on a déjà dit, qui arrivent jusqu'à 95 % de gaz et seulement à 2-3 % de vapeur. Ce rapport-ci s'est déplacé progressivement en faveur de la vapeur, néanmoins il ne permet pas de faire des prévisions pour une éventuelle stabilité du rapport même. La dernière mesure a donné le rapport suivant: 80 % en poids de gaz incondensables et 20 % en poids de vapeur d'eau.

Puisqu'il n'y a pas des diagrammes de Molière qui se réfèrent à une mélange de gaz-vapeur du type décrit, nous sommes en train de relever expérimentalement et directement les calories qu'on peut obtenir par le fluide afin de produire de l'énergie électrique.

Dans ce but nous avons installé auprès du puits un de nos groupes turbo-générateurs mobiles de 3.500 KW qui est connecté à



Le graphique qui se réfère au groupe turbo-générateur a été relevé par le secteur électrique et les données des sondages par le service géologique de la Société Larderello.

un réseau de traction, un peu modeste, d'une Société locale de distribution.

Ce réseau permet de charger le groupe jusqu'à la puissance la plus grande (voir le graphique inclus).

Par extrapolation, on a relevé les consommations spécifiques probables à charge plus grande. Les résultats des mesures sont montrés dans le diagramme.

Il est important de relever que, pour la première fois, on utilise un mélange gaz-vapeur avec un pourcentage très élevé de gaz pour produire industriellement de l'énergie électrique.

Nous serons très heureux de communiquer les résultats successifs de nos expériences quand le recueil des données aura été complété.

Toutefois, à présent, l'expérimentation confirme la possibilité d'utiliser, en envoyant directement à la turbine, des mélanges de gaz-vapeur sans que les parties mécaniques exposées à la vapeur subissent des dommages, ainsi que l'on a pu le constater par la manière dont s'est comporté le turbo-générateur mobile qui, comme on a dit précédemment, fonctionne depuis quelques mois.

Cette utilisation se montre avantageuse même d'un point de vue économique, quoique les consommations spécifiques de mélange pour KWh produit, soient de 40-50 Kg.

Un nouvel horizon à la production d'énergie électrique va s'ouvrir avec gaz et vapeur du sous-sol.

Exploration and exploitation of natural heat in Iceland.

(With 1 text-figure)

Introduction

The modern exploitation of natural heat in Iceland was initiated in 1925. The first step consisted in the heating of a few buildings and green houses in a location near Reykjavik, the capital of the country. A relatively rapid development has followed. As now about 45.000 people live in houses heated by natural heat. Moreover, there is a substantial number of green houses and swimming pools heated by natural heat. A large scale utilization of natural steam is now planned for the generation of electric power and for industrial heating.

Drilling for hot water was initiated in 1928. As now a total of more than 50.000 meters have been drilled for this purpose. The maximum depth drilled is 2.000 meters.

Modern geological, geophysical and geochemical exploration methods are now being applied in the prospecting for the natural-heat resources. Electric, magnetic, gravity and thermal methods have been applied on a large scale with considerable success. A study of the chemical and isotopic composition of the natural water and steam has revealed a number of important facts. On the other hand, the seismic methods and the methods based on radioactivity measurements have been of minor importance.

The scope of the present paper is to discuss briefly the geological and geophysical basis of the exploration methods and report a few results.

(1) State Electricity Authority, Reykjavik, Iceland.

Geology and the distribution of hot springs.

Iceland is a part of the Brito-Arctic basalt province. The total series of flood basalts in Iceland is believed to reach a thickness of more than 5.000 meters. The underlying formations are not known but recent seismic work appears to reveal a continental layer of 10 to 15 kilometers thickness immediately under the flood basalts.

The Tertiary basalt plateau outcrops in the western, northern and eastern parts of Iceland. The central and southern parts are, on the other hand, covered by Quaternary lava flows and tuffs, which no doubt rest on the Tertiary basalts. Post-Glacial volcanism is confined to these Quaternary districts which may be defined as the Neovolcanic zone of Iceland. (See Fig. 1).

Hot springs are found both in the western and northern Tertiary districts and in the Neovolcanic zone. The springs in the Tertiary districts are in most cases hot-water springs, that is, springs where the temperature of the ascending water does not exceed 100°C. These springs may be defined as the low-temperature activity. There are about 250 thermal areas of this type with a total of more than 600 springs. The integrated flow amounts to some 1.500 liters per second and the integrated sensible (above 0°C) heat transport to some 10⁸ cal/sec, that is, the average temperature is 75°C.

Large scale thermal activity is found in 13 locations in the Neovolcanic zone. These thermal areas are characterized by a great number of steam holes and large areas of hot ground. Hot-water springs are generally absent.

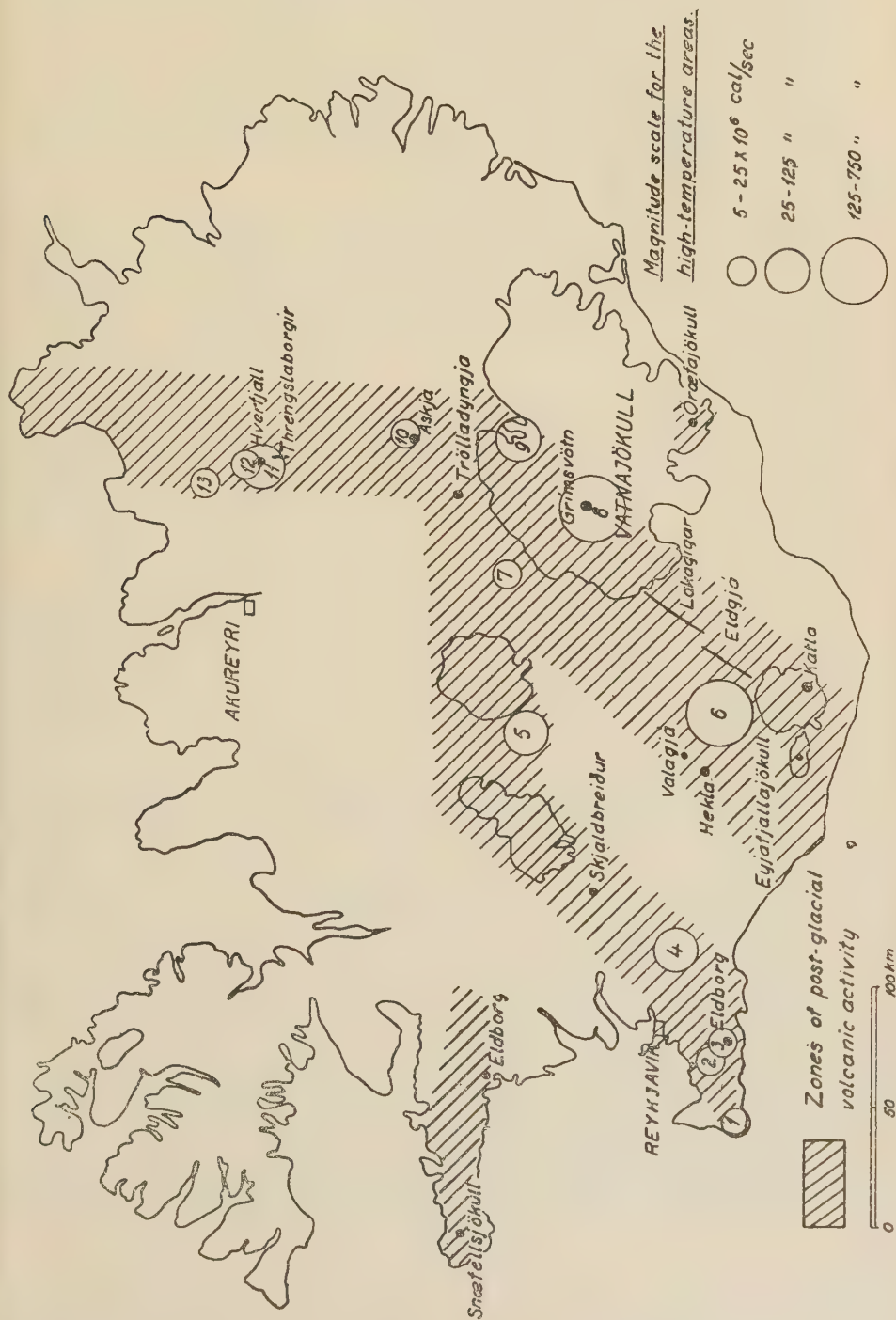
These conditions imply the upflow of water of a very high temperature, that is, above 200°C. The thermal activity of the Neovolcanic zone is, therefore, classified as the high-temperature activity.

It is quite difficult to estimate the total heat transport by the high-temperature areas. Present estimates amount to about 10⁹ cal/sec, that is, about 10 times the figure for the low-temperature activity.

A detailed description of many thermal areas in Iceland has been given by BARTH (1).

Basic concepts

In general, the hot springs of Iceland appear to be outlets for large hydrothermal circulation systems. The systems have to be composed of (I) areas of recharge and downward percolation, (II) zone



of subsurface flow and heating and (III) zones of ascend and discharge which comprise the thermal areas. A single hydrothermal system may include a number of zones of outflow and thus generate a number of thermal areas.

On this basis the geological and physical conditions in hydrothermal systems may be characterized by the following main factors.

- (1) The structural control of the system.
- (2) The nature of the heat source.
- (3) The temperature of the water at the end of the heating zone which will be called the base temperature of the water.
- (4) The total transport of water and heat through the system.
- (5) The total amount of surplus heat accumulated in the discharge zone.

The planning of an exploitation and the estimate of the potentialities of a thermal area have to be based on a sound knowledge of these factors. In the following a brief survey will be given of the results obtained so far in some of the thermal areas of Iceland.

Results of exploration

A considerable amount of work has been devoted to the study of the thermal activity in Iceland. The well known works of THORODDSEN (2), THORKELSSON (3), EINARSSON (4), SONDER (5) and BARTH (1) may be mentioned. These works are mainly based on results obtained prior to 1940.

The increasing exploration and exploitation during the past decade has furnished new results as published by the present author (BODVARSSON, 6, 7, 8). The present paper is to a large extent based on these results.

The drilling for hot water has mainly been carried out in the region around Reykjavik, and furthermore in a few locations in the North. About 70 wells with a maximum depth of 620 meters have been completed in the low-temperature area at Reykir some 16 km north-west of Reykjavik. These wells furnish the Reykjavik Hot Water Supply with about 320 litres per second of water at a temperature of 87°C. Furthermore, 30 wells with a maximum depth of 2,000 meters have been drilled in the thermal area in the city of Reykjavik.

Five wells, 400 to 690 meters deep, and a number of shallow wells have been drilled in the high-temperature area at the Hengill-

mountain 45 km east of Reykjavik. Moreover, a few shallow wells have been drilled in the high-temperature area in Krysuvik some 30 km south of Reykjavik.

The results of the drilling in combination with geophysical and geochemical surveys, as well as the earlier geological work, has furnished a considerable amount of data as to the main characteristics of the thermal areas. In brief, the following main results will be mentioned.

Structural control. The low-temperature areas appear to be controlled by permeable dikes and fault lines which furnish vertical channels up through the flood basalts. The isostatic upwarping of Iceland at the end of the Pleistocene may have induced stresses leading to the formation of new and reopening old passages in faults and along dikes.

The high-temperature areas, on the other hand, appear in many cases to be controlled by faults and fissures which were formed or reopened during the post-Glacial and partially in very recent time. These thermal areas are generally located in regions of recent volcanism and high seismicity.

The heat source. The Tertiary districts of Iceland have not been subjected to volcanism through the Quaternary period at least. Recent intrusives are, therefore, not to be expected in these districts. On the other hand, temperature measurements in a number of boreholes drilled in non-thermal areas indicate a relatively high temperature gradient in surface layers. Figures of 100 to 150°C/km have been observed, corresponding to a surface heat flow of some 4 to 6 microcals/cm² sec, which is 3 to 5 times the global average.

There are mainly three factors that may contribute to the abnormal heat flow. (1) An abnormally high stationary outflow of terrestrial heat in Iceland and the surrounding region. (2) There may possibly be a transient component due to deep intrusives formed by the Tertiary volcanism. (3) Moreover, there may be a transient component due to the rapid lowering of the surface by the glacial erosion during the Pleistocene. The relaxation time for large scale temperature anomalies in the earth's crust is very long and anomalies due to moving boundaries during the Pleistocene may, therefore, still persist (see BODVARSSON, 9). A separation of these factors is practically impossible.

In view of the abnormal temperature conditions temperatures as high as 100°C or more may be expected at the mere depth of one or

two kilometers. Water percolating down through dikes and faults is, therefore, easily heated to a relatively high temperature. Conditions are especially favorable in structures which were formed or reopened during the post-Glacial period.

On the other hand it is to be realized that the heat supply is of a transient nature. The rock adjacent to the channels of flow is gradually cooled and the heat supply to the circulating water decreases gradually.

In fact, it would be difficult to account for the heat supply of the largest low-temperature springs on the basis of a stationary heat supply. For example, the large spring at Deildartunga in Borgarfjörður issues about 250 litres per second of water at 100°C corresponding to a heat transport (above 0°) of $2,5 \times 10^7$ cal/sec. The average stationary outflow of terrestrial heat in Iceland may be of the order of 2 to 3 microcal/cm²sec, that is, the spring would theoretically have to drain the heat supply through an area of some 1.000 square kilometers. Actually, the heat take-up is incomplete and the area drained has to be considerably greater. This appears unreasonable especially in view of the fact that there is a number of other springs in the vicinity of the Deildartunga spring.

The high-temperature areas are all located in regions of recent volcanism. The subsurface temperature field in these districts may be affected by intrusions of recent age. Highly abnormal temperatures may be encountered at a shallow depth. The presence of many recent faults and fissures leads to the formation of large convective circulating systems. There appear no quantitative difficulties in understanding the heat supply of the high-temperature areas on the basis of a heating of the water by contact with abnormally hot formations.

In fact, the heat supply of the low-temperature areas appears to differ from that of the high-temperature areas only through the presence of recent intrusives in the vicinity of the latter type.

It is of interest to note that the chemical and isotopic components of the water issued by the thermal areas are not indicative of any juvenile components in the water. Moreover, it appears very difficult to account for the heat transport of the larger thermal areas on the basis of a heat supply by juvenile water.

The base temperature. Both physical and chemical data furnish information as to the base temperature.

The temperature of the ascending water decreases because of (1)

heat losses to the walls of the channels of flow, (2) intermixture with cold surface water and (3) flashing in the case of water with temperatures above 100°C. The base temperature can be inferred on the basis of a reasonably correct estimate of the temperature drop due to these factors.

However, these factors are effective mainly in the upper few hundred meters. In general, the temperature of the water at a depth below 500 to 1,000 meters will be close to the base temperature. This temperature can, therefore, be measured in deep wells.

Of considerable interest is the fact that the base temperature appears to affect the chemical composition of the hot water, mainly the SiO_2 content. A survey of known data in Iceland gives the following average relationship,

$$\text{SiO}_2 \text{ in parts per million} = 25 + T_b,$$

where T_b is the base temperature in degrees C.

This relation may be understood on the basis of the fact that the saturation of the water by SiO_2 depends on the temperature and the precipitation following a cooling of the water is a very slow process. If equilibrium has been reached at T_b a subsequent cooling of the water will not affect the SiO_2 content for a considerable time. The above relation has been quite useful in the study of individual areas. Base temperatures up to 217°C have been measured in boreholes.

The total transport of heat and water. Thermal areas lose heat in the form of hot water and steam, and also by conduction to the air from hot ground. The total heat loss can be measured relatively easily by measuring the amount of steam and water issued and the outward conduction through the hot ground. Results based on rough estimates in the case of the high-temperature areas are given in Fig. 1.

There are indications that some heat is lost by underground drainage of hot water. The figures given may, therefore, be regarded as low estimates.

The accumulation of heat in the discharge zone. The rock formations in the discharge zones of the thermal areas are heated by the ascending hot water and steam. Mainly the high-temperature areas include large volumes of rock heated to elevated temperatures. The discharge zones of these areas, therefore, contain a substantial amount of surplus heat. Rough estimates indicate that in the case of individual

areas the surplus heat accumulated divided by the total heat transport gives a time of accumulation of several thousand years. The surplus heat is, therefore, a substantial part of the total heat transport during post-Glacial time.

The heat reservoir

Extensive drilling for hot water in a few areas in Iceland has revealed the interesting fact that the hot-water production of the wells may be a multiple of the natural output of the area before drilling. This poses the problem of the origin of the additional heat and water.

It is possible that the wells may induce a considerable decrease of the natural impedance of the flow and thus lead to an increased general circulation in the entire hydrothermal system.

On the other hand, a transitory increase of the flow may also be obtained on the basis of the large amount of heat accumulated in the discharge zones of the individual areas. The density of water decreases with increasing temperature mainly at temperatures well above 100°C. The density of water at 100°C is 0.96 gr/ml, at 200°C 0.87 and at 250°C only 0.80. Therefore cold water in the formations surrounding the thermal areas has a tendency of encroaching on the hot water within the discharge zone and drive it out. However, the cold water entering the hot rock is heated by the contact with the rock and new hot water is formed. This transitory circulation can, therefore, be maintained by the surplus heat in the rock and will last as long as there is surplus heat present.

Moreover, the steam flow from wells in high-temperature areas may partially depend on the boiling of pore-water in the hot rock. Porous rock at temperature above 100°C and saturated with water can act as a heat reservoir in a somewhat different way. Wells drilled into the rock may induce a decrease of pressure and a subsequent boiling of the water in the pores. At a not too great porosity the boiling will largely depend on the heat content of the rock. As a matter of course, the temperature of the rock has to be near to the boiling temperature of water at the depth of the rock formation.

Both types of heat reservoirs may be encountered in the high-temperature areas. A detailed discussion of the conditions in the Hengill thermal area in south-western Iceland has been given by the

author (BODVARSSON, 7). An interesting discussion of similar conditions in the Wairakei thermal area in New-Zealand has been given by STUDDT (10).

The present author (BODVARSSON, 8) has estimated the total potentialities of thermal areas in Iceland for power production at some 300 megawatts steady power and a recoverable heat reservoir of some 15,000 megawattyears.

Discussion

V. IVANOV: J'ai eu l'occasion, il y a deux ans, de visiter l'Islande en compagnie de MM. PIIP et VLODAVETZ et nous avons pu nous rendre compte sur place des conditions d'utilisation de cette énergie. L'Islande est un exemple des conditions dans lesquelles un petit pays peut utiliser rationnellement les sources thermiques profondes. Je voudrais comparer les opinions qui ont pu se former chez les géologues islandais et chez les géologues russes sur les possibilités d'utilisation de cette énergie. Dans le Kamtchatka et dans les îles Kouriles, nous considérons que les eaux thermales sont d'origine atmosphérique et d'infiltration. Dans la composition, la teneur en gaz est conditionnée par les processus thermométriques profonds et métamorphiques des roches; la teneur en sel dépend du lessivage des roches sédimentaires et volcaniques. Les eaux d'Islande sont un exemple intéressant d'une eau formée dans des conditions uniquement volcaniques, alors que les eaux du Kamtchatka et des Kouriles sont reliées à des roches d'origine variée. Il est intéressant de noter que M. BÖDVARSSON a établi une relation entre la teneur en silice et la température des eaux. Pour les gisements russes, la teneur en silice est aussi considérée comme caractéristique de la température des eaux. Il semble que les gisements dont il a été question dans cet exposé offrent le plus de perspectives pour l'utilisation de l'énergie thermique. Dans la note en collaboration avec M. PIIP, je présenterai ces perspectives. Je souhaite à l'Islande d'utiliser ses sources également pour des stations électriques.

REFERENCES

1. BARTH, T. F. W. - *Volcanic Geology, Hot Springs and Geysers of Iceland* - Carnegie Institution of Washington Publ. 587, 1950.
2. THORODDSEN, TH. - *Die Geschichte der isländischen Vulkane*. - D. Kgl. Danske Vidensk. Selsk. Skrifter. Naturvidenskab og Matematik, Afd. 8, Række, IX, Copenhagen 1925.
3. THORKELSSON, TH. - *On Thermal Activity in Iceland* - Reykjavik 1940.
4. EINARSSON, T. - *Ueber das Wesen der heissen Quellen Islands* - Societas Scientiarum Islandica, Reykjavik 1942.
5. SONDER, R. - *Studien über heisse Quellen und Tektonik in Island* - Zürich 1941.

6. BODVARSSON, G. - *Geophysical Methods in the Prospecting for Hot Water in Iceland* - (in Danish) Journal of the Engineers Association in Iceland, Vol. 35, n. 5, 1950.
7. ———— *Report on the Hengill Thermal Area* - (in Icelandic with summary in English) Ibid. Vol. 36, n. 1, 1951.
8. ———— *Natural Heat in Iceland* - Paper 197 K/8 5th World Power Conference in Vienna 1956.
9. ———— *Geothermal Effects of the Pleistocene Glaciation in Iceland* - Jökull, Vol. 7, 1957.
10. STUDD, F. E. - *The Wairakei Hydrothermal Field under Exploitation* - New Zealand Journal of Geology and Geophysics, Vol. 1, n. 4, 1958.

The steam borings in Kawah Kamodjang.

(With 1 plate)

Kawah Kamodjang, a vast and composite fumarole field in a volcanic skeleton in West Java, is 1200 m long and varies in width from 100 m to 700 m (fig. 1).

This field runs in a north-south trend, and is a complex of fumaroles, mud pools and water wells. Sixteen different centres are found here with temperatures ranging from 80 to 105 centigrades. Since 1600 no changes worth mentioning have occurred in this region.

In 1918 J. Z. VAN DIJCK made the first proposal to obtain energy from the volcanoes in the Dutch East Indies. In 1920 this question was studied by B. G. ESCHER. In 1925 N. J. M. TAVERNE, then Chief of the Vulcanological Survey, published his ideas on this subject, and made new suggestions on how to exploit the volcanic power, based on the experience gained in the Italian Fields of Lardarello.

Attention was also given to the possibility of obtaining energy from volcanic gases by CH. E. STEHN in 1927 and R. W. VAN BEMMELEN in 1928.

In 1926 five test borings were drilled in this fumarole field. In May of that year the first boring was effected, but this site soon had to be abandoned as the soil seemed to be unfavourable, and on account of a spouting well which came into being near by.

A second boring (II) was more successful. At a depth of 18.60 metres, a powerful blower was touched. After closing the bore pipe, the gases in the underground seemed to take another direction, and by opening the pipe again, fine clayey sand containing much pyrites was ejected. This corroded the pipe.

Boring III, which was drilled 40 m SSW of II gave better results. The first pipe had a diameter of 89 mm. To a depth of 43.60 m clayey sand, lava blocks and hardened layers of lapilli, volcanic sand and mud were encountered, but nothing happened. When the pipe was

lifted, there was a very strong gas explosion, which happily caused no damage. That was on August 5, 1926.

Twenty days later it was possible to continue boring with pipes of 200 mm and 166 mm in diameter. This boring sometimes caused small gas explosions.

At the end of October a strong gas eruption took place from a depth of 66 m. The hissing sound of the emanating gases was audible over a great distance.

On November 6 the bore hole was ready to be closed, and a lateral pipe, 3" in diameter, was connected. A lock was fitted to the vertical pipe, and another to the horizontal pipe. Between these locks a manometer was placed to measure the pressure of the gases streaming forth.

The pressure of the gas streaming out from the horizontal pipe was $2\frac{1}{2}$ atmospheres, and the temperature was 123 centigrades. When the pipes were locked the pressure rose to $4\frac{1}{2}$ atmospheres. The amount of steam which streamed forth was 8000 kg per hour, which acc. to STERN (1929 p. 9) would be able to generate an electric energy of about 900 kilowatt. The gas consisted of almost pure steam, free from mechanical impurities. CO_2 and H_2S were present in very small amounts. Up to 1939, at which time the last observations were made, no traces of corrosion were found in the pipes.

In a fourth boring, a temperature of 117°C was found at a depth of 55 m, but at a depth of 77.60 m the temperature decreased to 40°C . At a depth of 105 m the temperature increased again to 140°C , but there the pressure of the steam was very low.

When the pipe was raised a little, a stone and mud eruption took place from this bore hole, followed by geyser action during some days. Every five minutes hot water was ejected to a height of about 25 m. This action gradually decreased till it stopped entirely as a result of an earthquake.

In September boring V was made about 500 m a north of the successful boring III. No difficulties were met with here. The rock consisted of fat clay containing pyrites and some silicified parts. At intervals thin layers of hardened tuff were encountered. On December 21, at a depth of 128 m, steam with a temperature of 123°C was found.

In the following year both the pressure and the temperature increased slightly. In December 1928 the pressure fluctuated around 5 atmospheres, and the temperature around 140°C .

The pressure and the temperature of the two successful borings III and V were taken daily until April 1934, when the observation station was withdrawn. I regret not to be able to give you a complete list of temperatures and pressures of these two borings up to the end of the daily observations. These records are to be found at the Vulcanological Survey at Bandung. I can only tell you that:

In January 1927 boring III had a temperature of 123°C and a pressure of $2\frac{1}{2}$ atm., and boring V had a temperature also of 123°C and a pressure of 4 to 5 atmospheres.

I have no data on the temperatures in 1928, but in that year the pressure in III had increased to about 5 atm., and in V to about $5\frac{1}{2}$ atm., that is in both cases it was higher than in the beginning.

In 1929 the pressure decreased a little. In December of that year the pressure was about 5 atm. in III, and the temperature was 148.5°C, and in V the pressure was c. $4\frac{1}{2}$ atm. and the temperature was 135.5°C.

In 1930 the pressure had again decreased, but the temperature remained about the same.

From 1932 to 1935 the pressure of the gas remained about the same in III, i.e. about $3\frac{1}{2}$ atm. and the temperature had decreased a little. In boring V a great decrease was found in the pressure, and a smaller one in the temperature, as the former had descended from 3 atmospheres in 1930 to $\frac{1}{2}$ atm. in March 1934. The temperature had decreased from 141°C in August 1930 to 127°C in February 1933.

In April 1938 and in May 1939 the temperatures were checked once again. Both had not altered much, but I could not find data on the pressure.

The investigation of the gases in Kawah Kamodjang showed that in the twelve years of observation the temperature and the pressure of the gases in boring III were higher than in the beginning, and decreased but little since 1928. In boring V the temperature of the gases was about the same or even a little higher than at the beginning. The pressure with which the gases escaped from this bore hole diminished considerably, viz. from 4 and nearly 6 atm. to $\frac{1}{2}$ atmosphere.

LIST OF TEMPERATURES AND PRESSURES

Data		III		V	
		T	P	T	P
Nov.	1926	123°C	2½ atm.		
Dec.	»			123°C	4 atm.
Jan.	1927	123°	2½ atm.	123°C	4-5 atm.
Aug.	1928		4.8		5.3
Sept.	»		4.8-5.35		5.3-5.7
Dec.	»			140°C	5 atm.
Aug.	1929		4.6 atm.		4.15 atm.
Dec.	»	148.5°C	4.75-5.2	135.5°C	4.2-4.6
Aug.	1930	146.5°	3.75	141°	3 atm.
Nov.	1932	143°	3.5	126.5°	0.7
Febr.	1933	136°	3.5	127°	0.6
July	»		3.5-3.6		0.5-0.6
Nov.	»		3.6		0.8
Dec.	»		3.6-3.7		0.8-0.9
Jan.	1934		3.8		0.9
March	»	134-139°	3.25	128-129°	0.5
Apr.	1938	131-138½°		127-139°	
May	1939	133-139°		130-139°	

BIBLIOGRAPHY

- VAN DIJCK, J. Z., 1918 - *Krachtbronnen in Italië* - Koloniale Studiën. Jg. 2, 1918, p. 492-497.
- ESCHER, B. G., 1920 - *Over de mogelijkheid van dienstbaarmaking van vulkaan-gassen* - De Mijnningeur. Batavia 1920
- TAVERNE, N. J. M., 1925 - *Omzetting van vulkanische in electrische energie* - De Mijnning. Jg. 6, Bandoeng 1925.
- STEHN, CH. E., 1927 - *Probebohrungen zur Gewinnung vulkanischer Energie in Niederländisch Indien* - Z. f. Vulk. Bd. 11, Berlin 1927, p. 53-55.
- BULLETIN OF THE NETHERLANDS INDIES VULCANOLOGICAL SURVEY - Bandoeng 1927-1940.

- BEMMELEN, R. W. VAN, 1928 - *Over de toekomst van een met vulkanische stoom gedreven centrale in Nederlandsch Indië* - De Mijning. Jg. 9, Bandoeng 1928, p. 67-72.
- STEHN, CH. E., 1929 - *Kawah Kamodjang* - Excursion Guide. Fourth Pacific Science Congress. Batavia 1929.
- RITTMANN, A., 1936 - *Vulkane und ihre Tätigkeit* - Verl. F. Enke. Stuttgart 1936, p. 6.

NEUMAN VAN PADANG — *The steam borings in Kawah Kamodjang.*



Fig. 1 - The solfatar field Kawah Kamodjang. (From STEHN, 1929 plate II).

V. V. AVERIEV, V. V. IVANOV, B. I. PIIP

Problems of using volcanic thermae of the Kurile-Kamchatka Island arc for Power.

Within the Kurile-Kamchatka zone of present-day volcanicity, as well as in many other volcanic regions, there are great resources of thermal power consisting of high temperature volcanic gases, gas vapour jets and various thermal waters. In active volcanic regions (zones of tectonic crushing), the latter come out to the surface of the earth and create numerous big groups of various thermal springs, and among them geysers — these very striking, though rare natural phenomena. However, natural issues of thermal waters to the surface are, as a rule, only an insignificant part of the immense resources in thermal waters concentrated in volcanic regions, which could be, in many cases, brought to the surface by boring.

Sources of thermal power for all these hydrothermal resources are present magmatic foci. However, great thermal anomalies, observed on the surface of active volcanic areas, are mostly not caused by a heat transfer from magmatic foci directly by the rocks (owing to their thermal conductivity), but are a result of the penetration to the surface or into subsurface horizons of rocks of high-temperature volcanic gases, steam jets and thermal waters.

In such cases, the created powerful thermal flows, directed towards the surface, are connected with great discharge foci for superheated underground pressure waters.

Data, accumulated during recent years on thermal waters of many volcanic areas, permit to form a more complete idea about their composition, the conditions under which they have been originating and their importance for power utilization.

Within the Kurile-Kamchatka volcanic zone, as well as in many other areas of present-day volcanicity (Japan, New Zealand, Iceland

PRINCIPAL GENETIC TYPES OF THERMAL

Principal types of thermae	Formation conditions	Water temperature at point of issue in °C	Typical ion composition	Water mineralization in g/l
I. Sulphurous-carbonated	In the upper oxydizing environment, in a mass of volcanic rocks affected by volcanic gases	up to 100	a) Surficial-sulfate ions of complex cation composition	up to 5.0
			b) Deep-seated chloride-sulfate ions of complex cation composition	up to 20.0
II. Carbonated	In a reducing environment, in a zone affected by thermometa-morphic processes, chiefly in closed and half-closed structures	up to 80	Chloride and sulfate-hydrocarbonate, natrium and calcium-natrium	up to 10.0
III. Nitric-carbonated	In a reducing environment, in regions intensely affected by the heat of active magmatic foci	over 100	Chloride and carbonate-chloride, natrium	up to 5.0
IV. Nitric	In a reducing environment, beyond any connection with volcanic and thermometa-morphic processes, chiefly in volcanic rocks	up to 100	Chloride-sulphate, natrium	up to 1.5

WATERS IN THE KURILE KAMCHATKA ZONE

Gas content in litres per one liter of water	pH	Specific components	Origin of principal gases	Origin of waters
Various, often high (0.1)	1.0-5.5	H ₂ O ₄ H ₂ O ₃	Volcanic (magma- tic and thermo- metamorphic)	Infiltration atmospheric waters, sometimes with insignificant participa- tion of « magmatic » and « rejuvenated » condensation waters
Usually low (0.1)	3.0	H ₂ O ₄ , HC H ₂ O ₃ , HBO ₂		
Usually high (1.0)	5.5-6.5	H ₂ O ₃ HBO ₂	Thermometamor- phic (CO ₂)	Infiltration atmospheric waters, sometimes with participation of alte- red sea waters
Low (0.1)	7.5-8.5	H ₂ O ₃ HBO ₂	Aerial (N+dif.g.) and thermome- tamorphic (CO ₂)	Infiltration atmospheric waters, sometimes with participation of alte- red sea waters
Insignificant (0.02)	7.5-9.5	H ₂ O ₃	Aerial	Infiltration atmospheric waters

etc.) four principal genetic types of thermal waters are distinguished; their comparative characteristics are given on Table 1.

As it may be seen from the table, the main types of thermal waters in volcanic regions substantially differ by the hydrogeological conditions of their formation, by their gas and ion composition and areas of development.

Among all these types of thermal waters of greatest significance as a source of power are nitric-carbonated thermae both by their chemical composition, abundant yield and high heat content. Due to a high content in them of chemically-aggressive components and owing to a usually lower heat capacity, sulphurous-carbonated and carbonated thermae can not be used effectively for power.

Nitric thermae have, usually, considerably lesser temperatures and yields.

The most characteristic representatives of nitric-carbonated thermae on Kamchatka are springs in the Geyser valley and the Pauzhetka springs, as well as Goriachi Pliazh (Hot Beach) springs on Kunashir Island (Kurile islands).

By their ion-salt composition these thermae are sodium-chloride springs with a low general mineralization (up to 4.5 g/l), a higher boron content (HBO_2 up to 0.125 g/l) and silicic acid content (H_2SiO_3 to 0.380 g/l) and a low general gas saturation (less than 100 ml/l). (See Table 2).

These waters are formed in abyssal highly reducing environments, under abnormally high geothermal conditions, created by present-day magmatic foci.

In zones of their natural discharge, at a depth of several hundred meters, these waters usually have a temperature considerably above 100°C (up to 200° and more). However, owing to a pressure existing at such a depth, these waters occur there in a liquid state and the conditions of their movement are fully subjected to the fundamental hydrogeological and hydrodynamic laws, characteristic of ordinary pressure waters. The formation of the gaseous-vapour phase in superheated waters begins only in near-surface conditions. In coming out to the surface, such waters create powerful boiling springs and steam-water jets, frequently with a geyser regime of flow, determined by an insufficient inflow of water to the issue fissures and canals.

As result of vapour formation, a considerable drop in the temperature of the waters is taking place in near-surface zones, as well as

a general fall in the thermal regime of rocks, in which these waters are circulating.

Analogue of the mentioned waters of the Kurile-Kamchatka zone are thermae of the Vairakei region in New Zealand, which, as is known, are successfully being studied and during the last ten years used as a source of power. To the same type of thermae belong also the waters of Krizukik region in Iceland, where during recent years prospecting has been started by boreholes.

In the Soviet Union, first experimental hydrogeological, geophysical and prospecting borings for power resources were started in 1957-1958 on the Pauzhetka thermal water.

From the geological point of view, the region of Pauzhetka thermae (southern extremity of Kamchatka) is situated in an area of an old trough subsidence filled with Quaternary tuffs; the central part of this trough was subjected during the Quaternary period to a considerable uplift and formed a big positive structure — the Kambalny mountain range with altitudes exceeding 1000 m. With its southern part is associated the young volcanic activity (Kambalny volcano) in the axial zone of which there are now numerous issues of gaseous and vapour jets.

Table 2

CHEMICAL COMPOSITION OF NITRIC-CARBONATED THERMAE ON KAMCHATKA, KURILE ISLANDS AND IN VARIOUS OTHER VOLCANIC REGIONS

Region	Springs	M g/l	Chemical composition of water (in mg - equ. %)	H ₂ SiO ₃ g/l	pH
Kamchatka	<i>Pauzhetka</i> (spring Pulsating)	3.0	$\frac{Cl_{94}}{(Na \div K)_{94}}$	0.211	8.2
	<i>Geyser</i> (geyser Velikan)	2.4	$\frac{Cl_{83}}{(Na \div K)_{94}}$	0.330	8.7
Kunashir Isl.	<i>Hot Beach</i>	4.6	$\frac{Cl_{90}}{(Na \div K)_{93}}$	0.309	8.1
New Zealand	<i>Vairakei</i> (borehole No. 4)	3.9	$\frac{Cl_{97}}{(Na \div K)_{95}}$	0.502	8.6
Iceland	<i>Krisuvik</i>	2.2	$\frac{Cl_{87}}{(Na \div K)_{94}}$	0.648	9.1

The chief discharge focus of Pauzhetka thermal waters is situated at the north-western foot of Kambalny range, in the valley of the river Pauzhetka on a small thermal area (300×500 m). We find here several big boiling springs with a total yield of 35 l per second and two small geysers. The total outflow of thermal water rising to the surface and into alluvial deposits of the valley is estimated to be 100 l/sec.

The first rotary well, put down from the central part of the thermal area to a depth of 800 m, was bored with the use of clay fluid and a continuous extraction of cores. The initial diameter of the well was 16", the final — 7 $\frac{3}{4}$ ". Hydrogeological samplings in the well were done at certain intervals by the method of experimental vapour-water discharges. Definitions of water and vapour expenditures were effected by cyclon separators and a calorimeter. Temperature determinations in the well were done by normal mercury and maximum thermometers, as well as by electric thermometers.

The well revealed a thick mass of Quaternary volcanic tuffs, tuff breccia and tuff conglomerates, dacite lavas and, at a depth of 650 m, a mass of Tertiary sandstones and aleurolites.

Temperature in the well rose from 100° at the Earth's surface to 180-190°C at a depth of 250-300 m. The most rapid rise in temperature was observed up to a depth of 120 m, the geothermic gradient in this interval being 0.5°/m.

The main inflow of thermal waters, with a composition identical to that of natural springs, was obtained in the well from a depth up to 300 m out of dacite tuffs, in which the water circulation is of a fissure character.

The heat content of the vapour-water mixture in the well was 170-190 big cal/kg, as compared with the heat content of the natural Pauzhetka springs of 140-150 big cal/kg.

Boring of the first Pauzhetka well established the presence within the investigated region of thermal waters suitable, by their heat content and chemical composition, for use as a source of power.

Available geological and hydrogeological data on the investigated region, permit to assume, that the flow of Pauzhetka thermal waters to the point of their natural discharge, occurs from the South-East, from Kambalny range. Issues of gas-vapour jets, existing within the range, are, probably, manifestations of the vapour phase of overheated waters circulating at depth.

Further problems to be solved by investigations and prospecting work, which has been started, should include a greater detalization of the geological structure of the region, the establishment of the most water-abundant zones and the determination of possible resources of thermal waters for the construction of an experimental geothermal power plant.

Discussion

V. VLODAVETZ signale que les volcanologues russes se sont intéressés aux recherches géothermiques dans le sens le plus large du terme, non seulement en rapport avec le volcanisme mais aussi avec les phénomènes de la chaleur profonde du globe. Il présente le premier tome (le seul imprimé actuellement) des publications d'un congrès qui s'est tenu il y a trois ans sur les problèmes de géothermie et d'utilisation de l'énergie géothermique.

BIBLIOGRAPHY

1. Иванов В. В. - Основные стадии гидротермальной деятельности вулканов Камчатки и Курильских островов и связанные с ними типы термальных вод. Журнал Геохимия, № 5, 1958. (Main stages of hydrothermal activity of Kamchatka and Kurile Islands volcanoes and associated types of thermal waters).
2. Пийп Б. И. - Термальные ключи Камчатки. АН СССР, СОПС, Серия Камчатская, в. 2, М. - Л., 1937. (Thermal springs of Kamchatka).
3. IVANOV V. V. - *Present-day hydrothermal activity within the Kurile-Kamchatka Island arc and its relation to volcanicity* - Bull. Volcanologique, Série II, Tome XX, Napoli, 1959.

A. E. SVIATLOVSKY

Thermal Underground Waters of the Kamchatka and the role of recent tectonics and volcanism in their dynamics.

(With 1 plate)

One of the main problems in studying regions of recent volcanism is the definition of structural and of geothermal conditions in the formation of thermal waters that have great practical value.

Investigations and prospecting of thermal underground waters on the Kamchatka must be grounded, first of all, upon analyzing the recent geological structure of the peninsula and of the role played in it by volcanoes.

In analyzing the structural conditions in head-pressure systems of the Kamchatka thermal waters, it is necessary to take into account experience obtained in this direction in other USSR regions.

Artesian basins of hot waters with great head pressure are known in Alpine mountain regions and occur under various structural conditions: in fore deeps, in intramountain sags, in grabens and troughs. Deep bore holes in fore deeps and in intramountain sags of the Caucasus, Kopetdag, Thia-Shan and in the Ferghan basin have allowed to obtain thermal waters in great quantities. Particularly interesting is the prospecting of hot waters in artesian basins of Transcaucasia, situated in zones of recent volcanic activity.

On the Kamchatka prospecting of underground thermal is only starting and considered must be its theoretical preconditions.

Possible artesian basins of the Kamchatka are discerned by us on ground of geostructural features: — the trough — like occurrence of complex of water — resistant and water-permeable rocks, sometimes superposed upon more ancient sags; these rocks form complicated head pressure water systems that include filtration and head pressure regions, and also zones of discharge.

A wide manifestation of recent volcanism raises confidence in that the artesian Kamchatka waters possess higher temperature than the waters of ancient volcanic and non-volcanic regions.

Protrusions of Premesozoic and Mesozoic folded formations on the Kamchatka are distribution regions of cold and partly of warm waters connected with head-pressure fissured systems (Southern part of the Median range, the Ganalsky, Valoguinsky, Kumroch and Kumroch and other regions of Precenozoic formations).

During the Laramie orogenesis times were formed on the Kamchatka two folded geosyncline zones (the Median and the Eastern ones) separated by sags that were filled up in Tertiary times by geosyncline strata of sand-clayzy rocks favorable as to the creation of artesian basins. Hydrochemical and geothermal conditions of underground water formation were close to the present ones (in Quaternary sags) as there was a wide development of volcanic activity.

Upheaving and folding in the Neogene and at the limit of the Tertiary and Quaternary times caused a rebuilding of the structure and topography of the Kamchatka.

In some regions there occurred a full or partial structural inversion and on places of Tertiary sags, filled up by sediments, were formed anticlinoriums that consisted in folded Tertiary strata.

In other regions, where Tertiary strata of sedimentary rocks (occurring in synclines) endured tectonic upheavals, erosion drained the waters contained in these strata (Southern-Bystrin range).

Due to a great rebuilding of the Kamchatka structure in Quaternary times, under the influence of tectonical movements and volcanism, features in the dynamics of thermal waters are in a great degree connected with structural conditions created in the Quaternary.

There, where Quaternary sags were superposed upon Tertiary folded strata, Tertiary rocks were found to be sunken to a considerable depth and covered by Quaternary sediments; in the latter exist, probably, superposed artesian basins that form, together with the artesian basins enclosed in Tertiary rocks, complicated water systems under head pressure.

The back sag of the Alpine folded system, — the Western-Kamchatka lowland — filled up in Tertiary times by thick strata of geosyncline sediments, has been partly retained in the present topography.

Probably, it is an artesian basin of complex structure consisting of two parts:

1. Of a great monocline, leaning against the slopes of the Median range in the southern part of Western Kamchatka.

2. Of brachyanticlines belonging to the North-Western Kamchatka and separated from the Median range by sags; along the range, out of fractures are crop hot springs.

The intramountain sag — the Central Kamchatka depression — is, probably, an important artesian basin with great resources of hot waters. The formation of this sag is related to the Upper-Mesozoic. The graben-syncline sag is surrounded by Quaternary and present-time fractures, partly inherited from more ancient times. Along these fractures crop out hot and warm springs; the artesian basin is, probably, formed in the strata of Tertiary and Quaternary rocks; their facies are usually favorable to the formation of sheet-like underground waters. It must be noted that there exists a conformity of the surface of this artesian basin and the area of the drained river Kamchatka and its tributaries. Probably, this is characteristic of regions where river systems are formed in recent tectonic depressions.

According to A. M. OVCHINNIKOV, probable is a concealed discharge of thermal underground waters of this artesian basin into the valley of the river Kamchatka.

The concealed discharge under alluvial sediments may occur in two points:

- a) On the structural upheaval to the north of the settlement Kirgvanik. Here, according to geophysical investigations, is situated, along the axe of the Central Kamchatka depression, a tectonic upheaval limited at the borders by a subsidence. In connection to geomorphology, this upheaval is expressed by the high terraces of Kamchatka observed in this region.

- b) On the volcano-tectonic upheaval in the zone of great volcanic massifs extending along the axe of the Central-Kamchatka depression (Kinukla, Kluchevsky dale, Sheveluch).

Under yet more complicated structural formation conditions of underground waters are the regions of eastern and southern Kamchatka where the role of intensive Quaternary tectonic movements and of volcanism increases and are manifested features of a present-day geosyncline region.

At the limit of the Tertiary and Quaternary times occurred a

regional levelling of a considerable part of the Kamchatka and an effusion upon the levelled surfaces, formed by folded geosyncline Mesozoic and Tertiary rocks, of products of volcanic activity; the latter formed lava table lands. In ancient Quaternary time there occurred in the Eastern and Southern Kamchatka great tectonic subsidences, in later times disjointed by Quaternary tectonic and volcano-tectonic upheavals into a number of structural troughs filled up with strata of Quaternary sediments reaching up to several hundred meters.

The formation of sheet-fissure systems of underground waters is here possible in Tertiary and Quaternary sedimentary and volcanic deposits.

Present-time infiltration and creation of heads in artesian basins takes place in highly-drained mountain ranges and in volcanic constructions.

Let us examine further the structural role of Quaternary volcanic activity in the formation of head-pressure systems of thermal waters.

Volcanic eruptions on the Kamchatka territory in Quaternary time were connected with structural upheavals which were (in some regions) inherited from the Tertiary and in others superposed upon Tertiary and ancient-Quaternary sags. In result of such a structural inversion, there were formed at the bottom of tectonic sags (for instance, in the Central Kamchatka depression) great volcano constructions of the Kluchevsky dale type.

As a feature of the beginning structural inversion at the southern part of the Central Kamchatka depression may serve probably, the upheaval revealed by geophysical work.

In another region of present-time volcanic activity — on the northern island of New Zealand — are observed similar features of a structural volcano-tectonic inversion.

There, in the region of Vaikarea the structural inversion at the bottom of the graben is as yet not expressed as to morphology (fig. I, II).

In the Petropavlovsk region on the Kamchatka, in the Avachin-Koriak volcanice zone, active volcanoes rise as a range; in the sag at the foot of this range circulate hot waters in strata of sedimentary rocks.

Here, the structural inversion is already expressed in the topography (fig. I, III).

In Southern Kamchatka the next inversion stage is represented

by the Kambalny range, where due to a considerable volcano-tectonic upheaval, erosion has exposed on the anticline vault a stratum of Quaternary lacustrine sediments alternating with volcanic tuffs. They form a monocline that dips towards the sag.

Along ruptures on the slopes and at the foot of the Kambalny range are outcrops of the Paujet thermal and vapour jets. The volcanic activity stipulates a superposition of mineral components supplied by volcanic gases upon the usual composition of underground waters; a rise in acidity of underground waters and an alteration in their composition under the action of interrelation with enclosing rocks.

Further evolution of volcano-tectonic upheavals (when volcanic activity has ceased and artesian basins pass to a normal geothermal regime) is illustrated on Fig. I, IV. On the Kamchatka to such a type belong the artesian basins of the Kamchatka lowland.

To the same stage of structure rebuilding correspond artesian basins of Transcaucasia, formed in regions of recent volcanic activity. Artesian basins of Transcaucasia (as on the Kamchatka) have endured the structural influence of volcanotectonic upheavals superposed upon sags that were formed on the Prealpine foundation. Under present conditions of a ceasing of volcanic activity, the thermal regime of underground waters in Transcaucasia depends upon the depth of their occurrence, i.e. is regulated by the regional thermal field.

On the background of a rebuilding of general volcano-tectonic structures, the local geologic-tectonic environment and rock lithology creates favorable conditions for the forming of various types of depots for hot waters and vapours in sedimentary and volcanic deposits. These « depots » are a part of head pressure systems of hot underground waters of deep circulations, most perspective for use in power-generating aims.

A great interest is represented by formation conditions of thermal fields of underground waters in the Kamchatka. The entire system of the Kamchatka underground waters under head pressure is situated in the manifestation zone of Quaternary volcanism. Part of the artesian basins is formed, apparently under direct influence of active volcanoes (Central Kamchatka depression, eastern and southern Kamchatka); others are situated in zones of already extinguished volcanoes (Western-Kamchatka lowland).

In order to organize prospecting work on hot waters and on vapours, it is necessary to have a clear notion about the following:

at what stage is the given volcano-tectonic upheaval and what is the structure of the conjugated sag in which is possible the formation of hot waters under head pressure.

In the Vairakea region of New Zealand prospecting of geothermic resources is done on a vast territory over the vault of the volcano-tectonic upheaval.

In the region of the town Petropavlovsk on the Kamchatka, prospecting of hot waters is possible under conditions of a closed artesian basin in the sag at the foot of the Avachin-Koriak row of volcanoes.

In the region of the river Paujetka on the Kamchatka prospecting work on hot waters is effectuated in the sag at the slope of the volcano-tectonic upheaval, that went further in its evolution in comparison to the regions of Vairakea and Petropavlovsk.

On the schemes is given a representation of the rebuilding of the tectonic graben's structure under action of volcanism.

Artesian waters endure a progressive superposition of volcanic emanation upon their composition and a temperature increase. Later, under extinguishing of volcanic activity, the formation conditions of artesian waters and their composition alter anew.

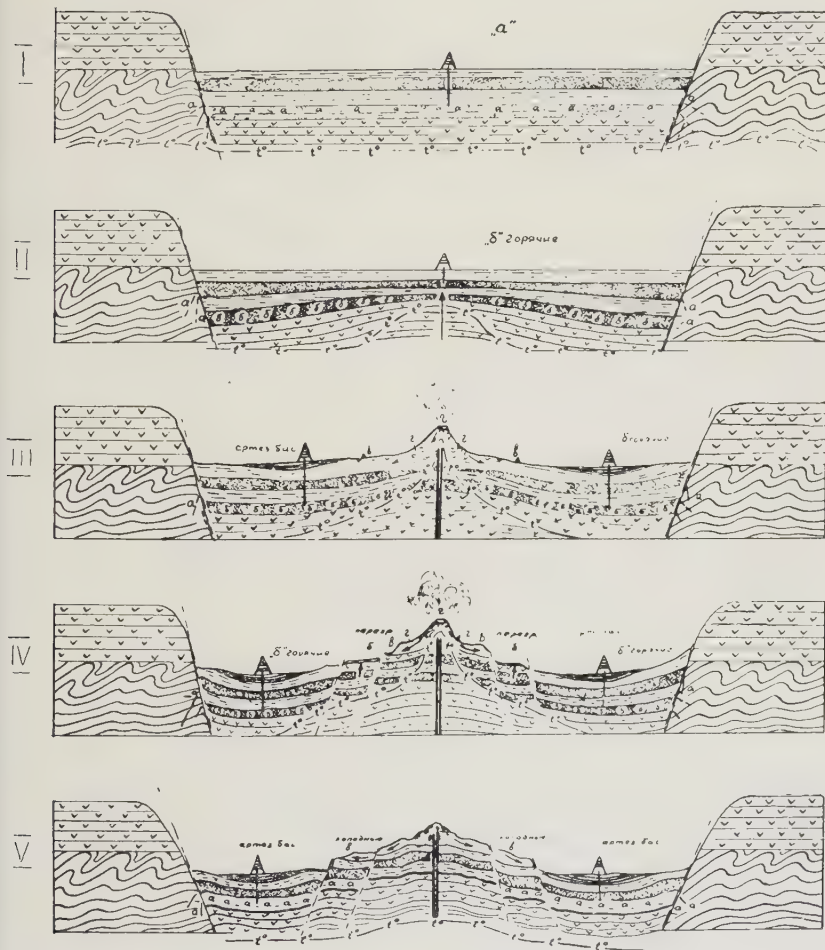
REFERENCES

1. SVIATLOVSKY A. E. - *On the hydrogeological division into districts of the Kamchatka thermal underground water* - USSR Ac. of Sc. Rep., Vol. 113, N. 1, 1957 (in Russian).
2. ПИП B. O. - *Hot Springs of the Kamchatka* - 1957 (in Russian).
3. TOLSTIKHIN O. N. - *Thermal waters of the Kamchatka and the problem of their development* - Mag. « Soviet Geology », N. 2, 1958 (in Russian).

E. SVIATLOVSKY — Thermal Underground Waters of the Kamchatka and the role of recent tectonics and volcanism in their dynamics.

СХЕМА

Распределения разных типов термальных вод в зависимости от вулcano-тектонических поднятий (горизонтальная и вертикальная зональность).



типы вод

I Образование грабена

II Ново-Зеландский тип месторождений

III Авачинский тип месторождений

IV Паужетский тип месторождений

V Паратунский тип месторождений

"a" — озотно-щелочные термы глубокой циркуляции

"б" — озотно-углекислые термы

"в" — сероводородно-углекислые (хлоридно-сульфатные, хлоридно-натриевые), кислые термы, мелководной циркуляции, образуются под воздействием вул. калиевого пара

"г" — поверхностные кислые воды, образующиеся под действием фугоролонных газов (H_2S , H_2O , CO_2).

A. S. NEKHOROSHEV

To the problem of the methods for determining the pressure of volcanic vapours at depth.

1. Issues of fumarolic vapours and gases are genetically and territorially associated with existing active volcanoes. The temperature of gas and vapour jets varies within considerable ranges and, as a rule, practically never drops beyond 100°C. This depends not only upon the character and degree of activity of the volcanic foci, but also from hydrogeological and geothermal conditions, prevailing at great depths.

By their chemical composition fumaroles consist by 80-95 % of water vapours. Despite the great variety, which we find in the gaseous part of the fumaroles, its subordinate position as compared to water vapours permits us to regard fumaroles as purely vapourous, inasmuch as the enthalpy of the gas component as compared with the enthalpy of water steam for a volumetric unit of fumarole products is small and can be disregarded in approximate computations. This assumption permits us to use certain thermodynamic properties of steam to appraise its parameters at a certain depth from the surface.

2. The condition of the thermodynamic system is fully determined by our knowledge of intensity properties, which are called thermodynamic parameters. The knowledge of temperatures and pressures in the interiors of the Earth would provide us with one of the keys for a judgement on the genesis of steam jets. Fumarolic vapours and gases are a result of processes, which are in progress now in the near-surface zone of the crust. Only during the period of eruption gases more or less reflecting the original composition of volcanic emanations are penetrating into the atmosphere. And yet, even in such cases, the original gas composition changes on its way to the surface of the Earth owing to changes in thermodynamic conditions and chemical reactions in a new environment. Fumarolic gases

are subjected to even greater alteration. At the present time it is impossible to form an idea about the initial composition of gases by the emanations which we find at the surface.

3. Water vapours and gases are moving towards the surface of the Earth along different canals. For our further discussions the shape of these canals will be immaterial. Let us assume, that gases and vapours, which emanated from a magmatic canal, are moving towards the surface along fissures and pores of greatly varying diameters. Passing through narrower and wider parts of the canal, the steam experiences alternately a compression and an expansion, repeatedly changing the velocity of its flow. When vapour gets into a narrow opening its speed increases and the enthalpy diminishes, because part of its internal energy changes into kinetic energy. When the vapour gets into a widening, its kinetic energy of movement changes into a thermal energy and is assimilated by the vapour, -its enthalpy increases again. To simplify our discussion let us consider the system of moving vapour as isolated. In this case the law on the conservation of energy for a mobile medium can be recorded as

$$du + Ad(pv) + A \frac{c}{g} dc = 0,$$

$$\text{or} \quad u_1 + Ap_1 v_1 + A \frac{c_1^2}{2g} = u_2 + Ap_2 v_2 + A \frac{c_2^2}{2g} \quad (1)$$

where u — internal energy

p — vapour pressure in kg/m^2

v — specific volume in m^3/kg

c — velocity in m/sec

g — specific gravity acceleration in m/sec^2

A — heat equivalent of work = $1/427$ kilocal/kgm

Vapour velocities before a contraction and after it differ very little, i.e. $c_1 \approx c_2$. In this case (1) can be written as

$$du + Ad(pv) = 0, \quad \text{or } d(u + Apv) = 0 \quad (2)$$

The expression $u + Apv$ represents the enthalpy and is as i . Inasmuch as $u + Apv = i$, $di = 0$ and this means that: $i_1 = i_2$ (3).

Consequently the heat content in the crossing process of vapour remains a constant value.

During vapour dressing its temperature drops. As one can see from (1), the vapour pressure diminishes. Thus, knowing the heat content of vapour emitted to the surface (by its p and t) and accepting the amount of pressure at depth, it is possible to determine the temperature of the initial vapour. However, it is more convenient to take temperature as the third parameter, which is usually determined during boring and then to determine the pressure. Mollier-Vukalovic i - s diagram can be used to facilitate computations.

4. All the abovesaid is correct under conditions of an absence of a heat exchange with surrounding rocks (an ideal case). In natural conditions there is a heat exchange between the moving vapour and the enclosing rocks. The rock temperature on sections adjoining fumarole issues is always much higher than at considerable distances. It would seem that this means it is impossible to disregard the heat exchange with the surrounding medium. However, this is true only at first sight.

Let us assume, that at a certain moment of time E_o a vapour jet with a temperature t_o penetrated fissured rocks with a temperature t_c . Under conditions of a good heat radiation, on the surface of the vapour-rock boundary practically immediately a temperature is established which is characteristic for the source of heat i.e. $t_n = t_c$.

An appraisal of heat losses into the surrounding space can be effected by the following methods.

Method 1

5. Let us take a semilimited body, i.e. a body limited on one side by a vertical plane and on the other extending into infinity. The side surface of the body has a heat insulation and the diffusion of heat proceeds in one direction.

Let the body before heating have a temperature t_o , uniform in all points $t(x, 0) = t(x) = t_o = \text{const.}$

The end of the body is placed then into a medium with a temperature $t_c > t_o$. As is known [1, 2, 3] the distribution of temperature $t(x, T)$ is described by a dependence

$$\theta = \frac{t_c - t}{t_c - t_o} = \text{erf} \frac{x}{2 \sqrt{aT}} = \text{erf} \frac{1}{2 \sqrt{F_o}} \quad (4)$$

where x — current point coordinate

a — coefficient of temperature conductivity

T — time

$$F_o = \frac{aT}{x^2} \text{ — Fourier criterion}$$

$$\operatorname{erf} \frac{1}{2\sqrt{F_o}} \text{ — error function}$$

For computations let us take $t_o = 0^\circ$, $t_c = 500^\circ$, $x = 25$ m, $a = 0.003$ m²/hour. Let us find out in what a period of time the temperature at a distance of 25 meters will be equal to $\theta = 0.5$, i.e. $t = 250^\circ$. Curves are available, which express the dependence of θ upon F_o , i.e.

$$\begin{aligned} \theta &= f(F_o). \text{ According to them we find that for } \theta = 0.5, F_o = \frac{aT}{x^2} = \\ &= 1.099. \text{ From this equation } T = 1.099 \cdot \frac{x^2}{a} = \frac{1,099 \cdot 625}{0,003} = \\ &= 26,13 \text{ years.} \end{aligned}$$

The specific heat flow is determined by the equation

$$q = \sqrt{\lambda c \gamma} (t_c - t) \cdot \frac{1}{\sqrt{\pi T}} \cdot \exp\left(-\frac{x^2}{4aT}\right) \quad (5)$$

where λ — coefficient of heat conductivity = 2 kilocal/m hour

c — specific heat capacity = 0,23 kilocal/kg-degree

γ — specific weight = 2270 kg/m³.

Putting these values into (5) we obtain $q = 9,44$ kilocal/m² h. Inasmuch as the temperature of vapour in its movement to the surface drops, the heat flow diminishes. Near the surface of the Earth the vapour temperature is 100°. In this case at a distance of 25 meters after the same time interval the temperature will be 50° and the heat flow will correspondingly be 1,9 kilocal/m² h. The average density of the flow amounts to 5,66 kilocal/m²h.

The total vapour expenditure on Ebeko volcano (Kurile islands, Paramushir island) has been determined by us in 1957 as 66 th.m³/h at $t = 120^\circ$, $p = 1$ atm and velocity being 60 m/sec.

The velocity of the vapour movement in rocks is insignificant and hardly exceeds 60 m per hour. If the entire exhalant vapour will be sent along one canal, the area of such a canal should be $S_k = 66000$: 60 = 1100 m². Accepting the depth from which the vapour moves

as one thousand meters, we determine the contact area of the vapour with the surface as $S = 4 \sqrt{S_k} \cdot 1000 = 130000 \text{ m}^2$. The total heat flow per hour across this area come to $Q_T = qS = 735800 \text{ kilocal/h}$. Fumaroles of Ebeko volcano are evacuating $2.5 \cdot 10^7$ kilocal/hour of heat. Consequently, the loss of heat on thermal conductivity will amount to $n = \frac{Q_T}{Q_T + Q_\varphi} = \frac{735800}{2,57 \cdot 10^7} \cdot 100 = 2.8 \%$. This way, an appraisal of heat losses according to the first method gives about 3 %.

Method 2

6. Let us take a cylinder with a radius $R_1 = \sqrt{\frac{1100}{\pi}} = 18,67 \text{ m}$ and an outer radius $R_2 = R_1 + 25 = 43,67 \text{ m}$ and let us determine the heat flow, accepting the conditions as stationary and on the basis of the same temperature distribution as in the first case. The heat flow can be determined on the basis of expression

$$Q = \frac{2 \pi \lambda}{\ln \frac{R_2}{R_1}} L (t_c - t) \quad (6)$$

With $t_c = 500^\circ$ and $t = 250^\circ$, $Q = 3,7 \cdot 10^6 \text{ kilocal/hour}$. With $t_c = 100^\circ$ and $t = 50^\circ$, $Q = 0,74 \cdot 10^6 \text{ kilocal/h}$. This makes $Q_{mean} = 2,2 \cdot 10^6 \text{ kilocal per hour}$.

Consequently the loss of heat by the entire surface of the cylinder relative its length is 7,7 % of the total heat content.

7. Summarizing the abovesaid, we can draw a conclusion, that losses of heat under natural conditions all other stipulations being equal, will be slightly lower, owing to a drop in the thermal gradient as result of a lengthy process. One can assume that in actual conditions the heat content will be approximately on the same level with a constant value, but with a tendency towards a decrease during the movement of the vapour to the surface. Such an assumption will permit to determine the possible maximum pressure for certain depths under given temperatures not only for overheated vapour jets of a definitely volcanic origin, but also for vapours, formed during an underground boiling of superheated waters. If one considers, that owing to losses of heat during heat radiation, the heat content increases with depth, the intersection point of the isothermal line and

heat content shifts into the zone of lower pressures. Depending upon an increase in heat content the pressure will drop on a greater or smaller scale.

Comparing theoretical computations of pressure with the results of an experimental determination it is possible to determine in this way heat losses during the movement of vapour within the rocks.

The application of this method will permit to come to certain conclusions regarding the genesis of some vapour-hydrothermal deposits and to solve a number of problems in the utilization of heat for power in areas of volcanicity.

BIBLIOGRAPHY

- [1]. Вейник А. И. Техническая термодинамика и основа теплопередач. Москва, 1956. (*Technical thermodynamics and the basis of heat conveyance*).
- [2]. Гребер, Эрк и Григуль. Основы учения о теплообмене. Москва, Изд. иностр. литературн, 1958. (*Treatise on the heat exchange*).
- [3]. Лыков А. В. Теория теплопроводности. Москва, ГИИТТЛ, 1952. (*Theory of heat conductivity*).

F. E. STUDT and D. DOYLE (1)

Electric Power generation from geothermal steam at Wairakei, New Zealand.

Summary

The geology of the volcanic belt of the North Island of New Zealand is outlined and a description is given of the structure at Wairakei where holes drilled to depths from 300 to 4000 ft (100 to 1240 m.) produce a mixture of steam and water from which 20 MW of electricity is being generated (August 1959). Equipment is being installed to increase this figure first to 69 MW and later 150 MW.

At the time of writing, about 20 MW of electricity are being generated from geothermal steam at Wairakei, in the North Island of New Zealand. Plant is being installed to increase this to about 69 MW by the end of 1959, and equipment is on order to realise 150 MW in the near future.

The North Island volcanic belt extends 150 miles (240 km) from Mt Ruapehu to White Island, in the Bay of Plenty. Except for Mt Tarawera, which erupted in 1886, the only active volcanoes are situated at the north and south ends of the belt. Apart from this, there are many young volcanic cones, domes and ash beds, but contemporary activity is restricted to the numerous hydrothermal fields, of which Wairakei is one of the largest. The hot water rises through a volcanic sequence many thousands of feet thick, filling an extensive structural depression. Ignimbrites, rhyolites, and rhyolitic tuffs and sediments form the bulk of the fill; andesite and dacite are subsidiary and limited to the margins of the belt, where subsidence is less advanced. Although basalt is considered to be the parental magma in this area, basalt exposures are rare, and are usually associated with large rhyolite masses, as at Mt Tarawera.

The proportion of magmatic steam (if any) in the hot spring waters is not yet known, but geological and geophysical surveys show

(1) Department of Scientific and Industrial Research, Wellington, New Zealand.

a close correlation between the hydrothermal fields and faults traversing the Mesozoic greymacke basement, so that some part of the water probably comes from below this. In certain cases there are elongated rhyolite masses nearby, obviously extruded along the same basement faults. These rhyolite bodies probably contribute little or nothing to the heat flow, but they may facilitate movement of the hot water toward the surface, as Einarsson has shown the basalt dykes to do in Iceland. A few superheated fumaroles are present, but dry steam has not been found underground, except in local structural or stratigraphic traps.

At Wairakei, the hot water is drawn from the Waiora aquifer—about 1200 ft (370 m.) of relatively permeable pumiceous sandstones. This is overlain by about 250 ft (80 m.) of impermeable Huka Mudstone, and above this again are up to 300 ft (90 m.) of permeable pumice sediments. Beneath the Waiora aquifer, the drills have penetrated 2000 ft (600 m.) of ignimbrites, without reaching the bottom of this formation. The Mesozoic basement is probably well over 7000 ft (2100 m.) deep at Wairakei, and the ignimbrites probably rest on more permeable strata which might constitute further hot water aquifers, but attention is at present concentrated on developing the shallower resources.

During the life of the hydrothermal system, a large reservoir of hot water has been built up below the Huka Mudstones, and the hot springs and steaming ground are fed through fractures in these mudstones. The total surface heat escape from an area of about 7 square miles (18 km^2) is now estimated to be about 4.6×10^9 B.Th.U./hr (3.2×10^5 kcal./sec.) and it is reasonable to suppose that the heat supply to the aquifer is of a similar order. But in 4 years the draw-off through drillholes has risen from about 1.0 to 4.2×10^9 B.Th.U./hr (0.7 to 3.0×10^5 kcal./sec.) without any great diminution in the natural heat escape; in fact, the natural heat escape has actually increased in certain parts of the Wairakei field. Therefore, unless the heat supply to the Waiora aquifer has increased, much of the present heat output must be drawn from storage.

Owing to its low density compared to normal ground water, the hot water in the aquifer is held under pressure; this is known as thermo-artesian pressure, and is demonstrated by shut-in pressure in many of the drillholes. Exploitation is causing a gradual reduction of this pressure, but it is still quite sufficient in most parts of the

field to ensure that cold water cannot be drawn into the drillholes until a large part of the hot water storage has been utilised. No significant fall in temperature has yet been measured in the drillholes.

In the upper part of the aquifer, temperatures are generally near the saturation values corresponding to the pressure distribution; below this they rise very gradually, usually reaching a maximum of 250-260°C towards the bottom of the aquifer; they decrease in the ignimbrite below. From this, and from the pressure distribution, it is inferred that there is active inflow of cold water through the ignimbrite from the margins of the field, and that if cold water does begin to penetrate into the hot aquifer, it will come from below rather than from the sides. For this reason it is considered advantageous to have one or two drillholes which penetrate far below the producing horizon, so that temperatures may be observed regularly. From the temperature distribution it is also inferred that any hot water feed channel beneath the present production area must be very localised, and that the main feed is outside this area.

Studies of the temperature and pressure distribution, of the hydrothermal alteration pattern, and of the relative concentration of certain chemicals dissolved in the water (e.g. Na:K), all suggest that the main feed to the aquifer may be further west. This is confirmed by a magnetic survey, which shows that the ignimbrites below the aquifer are hydrothermally altered to much greater depths in the west than in the present production area. The majority of the hot springs and drillholes are therefore fed from this point by hot water percolating eastwards beneath the Huka Mudstone, although there is some chemical evidence of a subsidiary feed point on the eastern margin of the field. The distance of most of the drillholes from the major feed channel (up to 2 miles, 3 km.) makes it unlikely that exploitation can have resulted in much increase in the supply of hot water to the aquifer. It must therefore be accepted that much of the present heat output is coming from storage.

Exploration drilling is planned for the western sector, and also in a southern extension of the main field, where flow rhyolites make up a large part of the rock sequence. The potentially productive area, not yet developed, is probably at least as large as that already in production.

About 75 holes have now been drilled in the Wairakei field by the Ministry of Works Geothermal Investigation crews, including a

number of purely exploratory holes, drilled for geological of temperature information. They range in depth from less than 300 to 4000 ft (100 to 1240 m.) and in diameter from 4 to 8 inches (101 to 203 mm.). Rotary drills are employed and general oil well practice is followed, except in that the holes are hot and under pressure during much of the drilling time. The loose pumice ash layers at surface are consolidated with cement grout, not only to improve their weight-bearing capacity, but also to prevent eruption of boiling ground water around the hole when it comes into production. Anchor casing is set in the Huka Mudstone and it is present practice to grout all casing strings in place throughout their length.

The production holes are mostly drilled so as to intersect, near the bottom of the aquifer, faults whose surface traces are mapped on aerial photographs. The greater permeability at such points results in improved output; certain holes not so located have yielded increasingly dry discharges, thought to be caused by boiling of the water at the low pressures induced in rocks of limited permeability.

Trouble has been experienced with calcite deposits in some of the more westerly holes. This deposit is concentrated near the point where steam first separates from the water. The flashing usually occurs in the hole and not in the rocks because temperatures at the producing level are below boiling point. It is therefore a comparatively simple matter to drill out the deposit and restore the productivity of the hole. Silica is deposited in the drainage channels at surface, and occasionally on wellhead equipment, but has not so far caused trouble in the holes themselves.

Individual holes can be adjusted to operate over a range of wellhead pressures, the output decreasing with increase of pressure. The holes are divided into two groups, operating at wellhead pressures of approximately 210 and 70 lbs/sq.in. gauge (14.8 and 4.9 kg/cm.²); they are coupled to two systems of reticulation, delivering steam to the turbines at input pressures of 180 and 50 lbs/sq.in. gauge (12.7 and 3.5 kg/cm.²). At each wellhead, a cyclone separates the steam from the water. The water is at present discharged to waste, but at a later stage it will be piped to flash tanks in which steam will be released at 50 and 0.5 lbs/sq.in. gauge (3.5 and 0.035 kg/cm.²).

A typical production hole is cased 8 inches in diameter (203 mm.) to a depth of 1000 to 1300 ft (300 to 400 m.), the open section of the hole being drilled 7 $\frac{1}{2}$ inch diameter (194 mm.) to a depth of 1500

to 2000 ft (450 to 600 m.). The output from a good high-pressure hole is 9.8×10^4 lbs/hr of steam and 8.05×10^5 lbs/hr of water (12.4 and 102 kg/sec.), equivalent to a heat output of 4.07×10^8 B.Th.U./hr (2.85×10^4 kcal./sec.) or to an enthalpy of 451 B.Th.U./lb (251 cal./g.).

A total output of steam and water sufficient for over 150 MW of generated power has been measured in approximately 20 high-pressure and 20 intermediate-pressure holes. At present (August 1959), only six holes are connected to the pipelines, supplying two high-pressure, one intermediate and one low-pressure turbine, and giving an output of approximately 20 MW with the machines not quite fully loaded.

The initial installation will comprise two high-pressure turbines working between 180 and 50 lbs/sq.in. gauge (12.7 and 3.5 kg/cm.²), two intermediate-pressure turbines working between 50 and 0.5 lbs/sq.in. gauge (3.5 and 0.035 kg/cm.²) and three low-pressure turbines exhausting to vacuum. The steam requirements will be 6.38×10^5 lbs/hr high pressure, and 3.18×10^5 lbs/hr intermediate (80 and 40 kg/sec.) to generate 69 MW. Vacuum is maintained by jet condensers fed by water pumped from the nearby Waikato River. The steam contains about 0.15% by volume of gas, mainly carbon dioxide with a small proportion of hydrogen sulphide, which is removed from the condensers by rotary compressors.

Wairakei is the only New Zealand hydrothermal field in which power is generated at present, but two others have been systematically examined. At Kawerau the drillholes tap an aquifer capped by rhyolite; the discharges are abnormally dry and the steam is used in nearby papermills. At Waiotapu, several hot aquifers have been found, one above the other. Temperatures as high as 295°C have been measured, but the permeability is lower than at Wairakei, giving smaller discharges, and calcite blackage threatens to be more rapid.

Discussion

E. AUBERT DE LA RÜE: Les geysers existent-ils spontanément?

H. TAZIEFF: Oui, les geysers existent. Il y a de petites modifications dans ceux du Nord.

V. VLodAVETZ: Y a-t-il eu des explosions au cours des forages et quelle est la puissance obtenue actuellement?

J. GOGUEL: Il n'y a pas eu d'explosions. La puissance est de 20.000 mégawatts

actuellement, de 69.000 dans un proche avenir et de 150.000 dans la tranche suivante. C'est une question de livraison de groupes.

R. MORIMOTO: Quelle est la coupe géologique?

J. GOGUEL: De bas en haut, on trouve des ignimbrites, ponces, mudstones, ponces.

SELECTED BIBLIOGRAPHY

- 1953: *Hydrothermal Rock Alteration at Wairakei, New Zealand* - A. STEINER; Economic Geology 48, 1.
- 1955: *Geothermal Steam for Power in New Zealand* - Compiled by L. I. GRANGE; D.S.I.R. Bulletin 117.
- 1955: *The Heat from the Wairakei-Taupo Thermal Region Calculated from the Chloride Output* - A. J. ELLIS and S. H. WILSON; N.Z. J.S.T. 36 (6B), 622.
- 1955: *Wairakite, the Calcium Analogue of Analcime, a new Zeolite Mineral* - A. STEINER; Mineralogical Magazine XXX, (230), 691.
- 1956: *Preliminary Account of Hydrothermal Conditions at Wairakei, N. Z.* - J. HEALY; Proc. 8 Pacific Sci. Congress II, 214.
- 1957: *The New Zealand Thermal Area and its Development for Power Production* - C. J. BANWELL; Trans. A.S.M.E. 79 (2), 255.
- 1957: *Flow Sampling and Discharge Measurement in Geothermal Bores* - C. J. BANWELL; Trans. A.S.M.E. 79 (2), 269.
- 1957: *Corrosion by Low Pressure Geothermal Steam* - T. MARSHALL and A. J. HUGILL; Corrosion 13, 59.
- 1957: *Wairakei Hydrothermal System and the Influence of Ground Water* - F. E. STUDDT; N.Z. J.S.T. 38 (6B), 595.
- 1957: *Physics of the New Zealand Thermal Area* - C. J. BANWELL, E. R. COOPER, G. E. K. THOMPSON, K. J. MCCREE; D.S.I.R. Bulletin 123.
- 1958: *Natural Heat Flow from the Thermal Areas of Taupo Sheet District N94* - D. R. GREGG; N.Z. J. Geol. Geophys. 1, 65.
- 1958: *Stress Corrosion of Austenitic Stainless Steel in Geothermal Steam* - T. MARSHALL; Corrosion 14, 59.
- 1958: *The Wairakei Hydrothermal Field under Exploitation* - F. E. STUDDT; N.Z.J. Geol. and Geophys. 1, 703.
- 1958: *Production and Utilisation of Geothermal Steam* - J. H. SMITH; N.Z. Engineering 13, 354.
- 1958: *Geophysical Reconnaissance at Kawerau, New Zealand* - F. E. STUDDT; N. Z. J. Geol. and Geophys. 1, 219.
- 1959: *The Hot Springs and Hydrothermal Eruptions of Waioatau* - E. F. LLOYD; N.Z.J. Geol. and Geophys. 2, 141.
- 1959: *Electricity from Geothermal Steam* - E. L. E. WHEATCROFT; J.I.E.E. 5, 83.
- (In press): *The Geological Structure and Volcanism of the Taupo-Tarawera District* - N. MODRINIAK and F. E. STUDDT; N.Z.J. Geol. and Geophys. 2.

JEAN GOGUEL

Quelques considérations sur l'utilisation de l'énergie géothermique, a propos de la Nouvelle Zélande.

Il est à peine besoin de souligner l'ardeur avec laquelle la civilisation technique contemporaine recherche des sources d'énergie. On a pu dire que l'énergie mise à la disposition de chaque habitant, en moyenne, caractérisait le degré atteint par une civilisation matérielle. Pour une grande part, cette énergie provient de combustibles fossiles, dont les réserves s'épuisent à une cadence non négligeable, et sont fort inégalement réparties, pesant ainsi lourdement sur certaines balances commerciales.

L'énergie atomique ouvre, pour l'avenir, des brillantes perspectives, mais elle n'a pas fait renoncer à d'autres sources; la houille blanche, représente une exploitation en régime permanent (donc sans que se pose de problèmes de réserves) d'une énergie empruntée en fin de compte au rayonnement solaire. Mais les dotations des différents pays sont inégales.

On commence à envisager une utilisation directe du rayonnement solaire.

L'utilisation de l'énergie thermique interne du globe en est également au stade de la réalisation de quelques prototypes. Pourra-t-elle se généraliser, ou restera-t-elle liée à des dispositions naturelles plus ou moins exceptionnelles? S'agit-il de l'exploitation en régime permanent d'une source inépuisable ou pratiquement inépuisable? Ou au contraire de l'exploitation de gisements de chaleur strictement limités? Telles sont quelques unes des questions qui se posent, et auxquelles il est encore bien difficile de répondre.

Les manifestations les plus spectaculaires de l'énergie géothermique sont les éruptions volcaniques. Mais leur violence et leur irrégularité ont pratiquement interdit jusqu'à présent toute utilisation pratique.

D'un autre côté, le flux géothermique normal à travers l'écorce

est si faible qu'il décourage toute utilisation directe. On peut bien trouver des différences de températures appréciables (entre tunnels ou mines profondes, et la surface), mais les roches sont si mauvaises conductrices de la chaleur qu'on ne peut obtenir ainsi qu'un flux de chaleur très faible: en quelques mois d'aération, la paroi d'un tunnel se rafraîchit beaucoup, et n'échauffe plus que très faiblement l'air qui le traverse.

Les utilisations actuelles sont donc limitées à des zones anormalement échauffées, susceptibles de fournir un flux de chaleur porté par un fluide — eau ou vapeur. Cette source de chaleur peut être utilisée directement, ou transformée en énergie: mais cette transformation se fait avec un « rendement thermodynamique » fonction des écarts de température mis en jeu. Il est infiniment plus commode d'utiliser de la vapeur — à cause de la « chaleur latente de vaporisation » — que de l'eau à la même température.

Pour préciser les possibilités, mentionnons quelques unes des réalisations existantes:

En *Islande*. De l'eau chaude est utilisée comme source de chaleur, pour le chauffage urbain — et pour une agriculture de serre, qui présente, étant donné le climat, une grosse importance pratique. Une utilisation énergétique est envisagée, qui bénéficie de la connaissance des ressources en eau surchauffée acquise au cours de l'exploitation thermique.

Inversement, à Kiabukwa, au *Congo Belge* (ROLLET, 1950), une source thermale d'eau à 99° ne présentait aucun intérêt au point de vue chauffage, alors qu'on avait un besoin urgent d'une petite source d'énergie. Malgré le coût d'une installation qui ne peut avoir qu'un rendement médiocre, on a établi une centrale à eau chaude, de 200 kw, qui rend les services qu'on en attend.

Mais ceci répond à une situation locale. En présence d'une source analogue, à Hamman Meskoutine, Electricité et Gaz d'Algérie a considéré qu'une centrale de ce type serait sans intérêt, dans le réseau interconnecté d'Algérie, et a orienté ses études sur ce site en se demandant s'il était l'indice de possibilités plus importantes, d'ailleurs sans résultat positif.

L'exemple le plus ancien et le plus connu est celui de *Larderello*, en Toscane, où l'on a équipé 200.000 kw à partir de vapeur souterraine.

Celle-ci se rencontre en veines discontinues, sous une couverture imperméable, au milieu d'un terrain où le degré géothermique n'est

que de 3 ou 4 fois la normale. Dans ces veines, la vapeur est saturante, à 43 kg — 245° —. Il y a donc discontinuité de température entre les veines de vapeur et le terrain environnant, ou plutôt un gradient relativement fort, mais qui peut cependant ne donner lieu qu'à un refroidissement modéré de la vapeur. Celle-ci est atteinte par des sondages, et on la laisse se détendre à 7 kg avant de l'exploiter. Comme, dans cette détente, elle se refroidirait, les parois des fissures la réchauffent, si bien qu'elle est exploitée *surchauffée*. Mais la production de chaque sondage pris individuellement va en diminuant avec le temps, et il n'est pas facile de découvrir par des sondages nouveaux le débit nécessaire à l'alimentation de l'usine.

Le gisement de vapeur de Larderello est très anciennement connu. Il a été exploité à l'origine pour sa faible teneur en acide borique, et l'évolution de son exploitation a été progressive.

Au contraire, la *Nouvelle-Zélande* a décidé tout récemment de mettre en exploitation les zones chaudes, connues depuis les premières explorations, et qui comportent des geysers, des zones à dégagement de vapeur, des sources chaudes, qui constituaient l'une des curiosités touristiques de l'Île Nord.

Si la localisation, le long d'une bande prenant en diagonale l'Île Nord, et la structure géologique, dans des tufs volcaniques récents occupant une zone d'effondrement, étaient bien connues, un gros travail de prospection n'en a pas moins été nécessaire, pour chiffrer le bilan thermique, secteur par secteur. Le régime en profondeur a été précisé par de nombreux sondages, qui ont permis des essais préliminaires d'exploitation, suivis par la construction d'une première usine, qui doit s'accroître par tranches successives.

La documentation qu'a bien voulu m'adresser le « Department of Scientific & Industrial Research » montre qu'il y a là un modèle à suivre par tous ceux qui envisageront des réalisations analogues, et il me paraît utile d'analyser quelques aspects de ces remarquables réalisations.

La prospection se proposait de fixer le flux de chaleur (en plus du flux géothermique normal, absolument négligeable), dégagé par chacun des secteurs envisagés. Ce flux se transmet, soit par conduction à travers le sol, soit lié à un dégagement de vapeur, soit à des sources chaudes, qui peuvent être visibles, mais également parfois sous-fluviales ou sous lacustres. Si il paraît facile de jauger une source thermique et de mesurer sa température (mais on a constaté qu'une partie

notable de l'eau pouvait se réinfiltrer dans les terrains superficiels), il est beaucoup plus difficile d'estimer un débit de vapeur, ou de jauger des sources chaudes sous-fluviales. Les Néozélandais ont réalisé un calorimètre spécial pour mesurer la chaleur dégagée à partir du sol. Mais le plus délicat était peut être de combiner les mesures élémentaires pour réaliser un échantillonnage statistiquement significatif, et de décider pour quelle étendue chaque mesure pourrait être considérée comme caractéristique, la difficulté des mesures empêchant d'ailleurs d'en multiplier le nombre.

Il y a d'ailleurs eu une évolution des méthodes de prospection, et pour le secteur de Waiotapu, BENSEMAN a montré que la mesure de la température au fond de petits sondages — 1 mètre, 50 et 100 pieds — donnait des résultats plus satisfaisants, parce que significatifs pour une étendue plus importante, que les mesures superficielles, sujettes à de multiples perturbations très locales.

Et finalement, grâce aux étalonnages réalisés à partir des délicates mesures directes du flux, il propose une méthode d'estimation empirique relativement rapide (BENSEMAN, 1959 b), mais qui serait délicate à transposer sous un climat différent.

Les flux globaux de chaleur ainsi déterminés sont d'un ordre de grandeur intéressant à retenir. Une petite correction devrait y être apportée, parce que la chaleur transportée par l'eau a été comptée au dessus de 0°, au lieu de la température moyenne (de l'ordre de 12°), mais elle ne doit guère dépasser 10 %, ce qui est sans doute inférieur à la précision de chiffre global.

Secteur de Waiotapu	216.000 kilo calorie/sec
Wairakei	143.000 »
Orakeikorako	130.000 »
Rotakawa	51.800 »
Tikitere	40.000 »
Te Kopia	30.000 »
Kamerau (Te Teko)	20.000 »
Waikiti	20.000 »

650.000 kc/sec, ou 2.750.000 kilowatts

Ces chiffres ne suffisent pas à caractériser l'intérêt énergétique potentiel, car ils paraissent se rapporter à des étendues assez variables. La mise en valeur a été entreprise en premier lieu pour Wairakei

où le dégagement de chaleur est plus rassemblé qu'à Waiotapu. La mise en exploitation a d'ailleurs montré que, par des sondages, on peut tirer beaucoup plus de chaleur du sol qu'il ne s'en dégagait spontanément: à Wairakei, 220.000 kc/sec se sont ainsi ajoutés aux 143.000 kc/sec initiaux.

Du point de vue thermodynamique, il est très intéressant de noter que le rapport de la chaleur disponible, à l'eau dégagée, liquide ou vapeur, est le même que si l'on portait d'eau liquide à 230°, pour laquelle la tension de vapeur serait de 28 kg/cm², soit une pression qui se rencontre aux environs de 300 m de profondeur.

La mise en valeur du secteur de Wairakei a comporté, depuis 1951, l'exécution de nombreux sondages (57 au 31 Décembre 1957) dont certains ont atteint 1000 m, en moyenne de 500 m.

L'exécution de ces sondages est caractérisée par une réfrigération très énergique de la boue de forage, qui refroidit suffisamment le terrain pour éviter les éruptions de vapeur en cours de forage. D'autre part, la tête du forage est très soigneusement cimentée, avec injection du terrain environnant, pour résister aux pressions à attendre, et éviter des fuites, et un premier tubage cimenté sur toute sa hauteur.

A cause de ce refroidissement, un sondage n'est utilisable pour faire des mesures, ou apprécier la production possible, qu'une fois rétabli le régime initial de température, ce qui demande plusieurs mois.

A ce moment, on mesure les températures en fonction de la profondeur. Les mesures de pression n'ont pas grand sens à la tête, car de la vapeur a pu s'accumuler dans le sondage sur une hauteur mal connue. Pour apprécier les possibilités de production, on provoque une éruption, contrôlée par l'orifice calibré d'une duse. Il s'échappe un mélange d'eau et de vapeur, et comme la densité de ce mélange dans le sondage est très inférieure à celle de l'eau, la pression sur les couches productrices est relativement basse, et l'eau qu'elles contiennent se vaporise partiellement. Dans les premiers temps, elle entraîne beaucoup de débris solides, qui indiquent une pulvérisation du terrain par la vaporisation, à moins que le sondage ne soit muni de tubes crépinés. Une expérience de plusieurs années a montré que le débit des sondages se maintenait presque sans fléchissement, ce qui a permis d'envisager leur utilisation dans une centrale, dont nous venons d'apprendre que la première tranche a commencé à fournir du courant.

Le gisement exploré à Wairakei se situe dans un tuf volcanique

très poreux et perméable, mais coupé vers 100 m de profondeur par des couches de sédiments lacustres peu perméables, reposant en profondeur sur une ignimbrite dans laquelle le comportement de l'eau n'est pas connu. Schématiquement, on peut dire que, sur une certaine étendue, le tuf se trouve à une température telle que l'eau à l'état liquide qui l'imprègne, soit à la limite de saturation, pour la pression hydrostatique. Les limites de ce domaine échauffé sont assez abruptes, ce qui se conçoit facilement puisque, la densité de l'eau froide étant plus grande que celle de l'eau chaude, la pression en profondeur y augmente plus vite, si bien que l'eau froide doit avoir tendance à gagner en profondeur sur l'eau chaude, qui doit tendre à s'épanouir vers le haut. Au voisinage du sol, la température tombe brusquement en dessous de 100°, sur une épaisseur de quelques dm, avec un très fort gradient qui permet à la conduction de jouer un rôle.

Les observations en sondage ne permettent pas de douter que, lors de la mise en éruption, l'eau liquide du terrain, s'écoulant vers le sondage en dépression relative, se vaporise partiellement par détente. Il n'est pas surprenant que, si cette vaporisation partielle se produit dans les pores de la roche, celle-ci soit pulvérisée, et entraînée au jour sous forme de poussière et de boue. Il est remarquable que le terrain soit assez perméable pour que l'eau puisse s'écouler vers le sondage, sans que les pertes de charge soient telles qu'elle se vaporise avant de l'atteindre; il me paraît possible que le rôle de la crépine soit de créer, sur le trajet de l'eau, une perte de charge localisant la vaporisation partielle, de telle sorte que l'eau dans le terrain reste liquide, mais on ne dispose d'aucune observation directe sur ce qui se passe au fond d'un sondage en éruption.

Etudiant le cas d'un terrain poreux, gorgé d'eau, mais le supposant implicitement assez peu perméable pour que le déplacement de l'eau soit négligeable pendant les phénomènes envisagés, j'ai montré antérieurement (1953, 1956) que la vaporisation de l'eau accompagnée de la pulvérisation du terrain pouvait fournir une énergie considérable qui, dans le cas présent (terrain très poreux, température de saturation, profondeur allant à quelques centaines de mètres), représente bien des fois l'énergie qui serait nécessaire pour tout projeter à une grande hauteur. J'en avais déduit, d'une manière peut être trop prudente, qu'un tel système représentait potentiellement un risque d'explosion. Mais les Ingénieurs Néo-Zélandais, qui avaient affaire à

un terrain particulièrement perméable, ont su contrôler suffisamment l'éruption (ne serait-ce que par le laminage qui se produit le long du sondage), pour que la vaporisation ne soit pas plus rapide, ou guère plus rapide, que le flux de l'eau vers le sondage. Cependant, une explosion phréatique survenue en Islande, au cours d'un sondage en zone thermale, montre que le risque d'explosion ne doit pas être sous-estimé; la consolidation de l'orifice du sondage, telle qu'elle est pratiquée en Nouvelle-Zélande, est indispensable, et la mise en éruption devra être conduite avec précaution.

Comment s'est réalisée cette distribution si spéciale des températures? Nous en sommes réduits à des hypothèses pour répondre à cette question, mais il me semble logique d'essayer d'analyser les conditions dans lesquelles la chaleur peut s'y propager vers le haut. Dès qu'il y a localement un excès de chaleur disponible, elle est absorbée par la vaporisation partielle de l'eau. La bulle de vapeur ainsi formée va monter, grâce à sa faible densité; par détente, elle se condensera partiellement, restant ainsi saturante. Si elle trouvait une zone à une température inférieure à la saturation, elle s'y condenserait, en produisant l'échauffement notable correspondant à la chaleur latente. Cette condensation produit une baisse locale de pression, qui doit attirer la vapeur des régions voisines. Une zone restée localement plus froide attire donc la chaleur des couches inférieures, et s'échauffe. Nous avons vu que la chaleur d'une zone anormalement chaude tend à se dissiper rapidement vers le haut par vaporisation. Il semble donc que tout concourt à assurer cette répartition particulière de la température, avec une stratification régulière.

Si la saturation est atteinte partout, un suintement de vapeur pourrait traverser tout le terrain, jusqu'à la surface, avec la légère perte de débit correspondant à sa détente, suivant la saturation (20 % de perte de débit, de 230° à 100°). Mais si le terrain échauffé devait, dans son ensemble, contenir une proportion appréciable de vapeur, le gradient de pression s'y trouverait abaissé, ce qui faciliterait l'invasion, à la base, par les eaux froides environnantes.

La répartition des températures correspondant partout à la saturation, pour de l'eau liquide imprégnant le terrain, m'apparaît ainsi comme l'état-limite, d'un mode de transfert de la chaleur se faisant essentiellement par infiltration ascendante de vapeur, et au cours duquel les taches froides doivent se résorber par priorité, comme je viens de le montrer.

En fait, l'eau du terrain n'est pas partout liquide, et il arrive que l'on trouve des poches de vapeur. On conçoit que celle-ci se forme en dessous de tout écran imperméable, les mouvements convectifs par lesquels la chaleur se propage vers le haut y étant arrêtés. Si un tel écran formait une cloche, elle représenterait un risque d'explosion, si sa hauteur se trouvait être de l'ordre de la profondeur de son sommet, puisqu'une fois pleine de vapeur, de faible densité, la pression de celle-ci correspondrait au niveau de sa base, et pourrait approcher de la pression lithostatique au sommet, donc soulever le terrain et amorcer une explosion. Heureusement, les niveaux de dépôts lacustres relativement imperméables que l'on rencontre vers 100 à 200 m de profondeur, ne forment pas de cloches, et les accumulations de vapeur que l'on trouve ne paraissent jamais atteindre une grande hauteur.

Le régime des températures correspondant à la saturation ne se poursuit pas à toute profondeur. Schématiquement, et laissant de côté de nombreuses irrégularités locales, la température cesse d'augmenter vers le bas lorsqu'elle a atteint 250° environ, soit vers 500 m de profondeur. Il arrive même que l'on constate ensuite une décroissance de température vers le bas.

Cela signifie que le transfert de chaleur, selon le mécanisme supposé plus haut, ne se produit plus en dessous de 500 m de profondeur. L'interprétation de ce fait, sur lequel nous reviendrons plus loin, est de première importance quant aux perspectives d'avenir.

Une note de F. E. STUDD et D. DOYLE, présentée au cours du symposium, indique comment est utilisée énergétiquement, la vapeur et l'eau chaude issues des sondages. On notera que la très faible teneur de la vapeur en gaz (0,15 %), due sans doute à ce qu'elle provient de l'évaporation de l'eau dans le terrain, permet d'obtenir une pression très basse au condenseur, très avantageuse au point de vue énergétique. Au contraire, la vapeur de Larderello contient 5 % de gaz, sans doute juvénile, ce qui ne permet guère d'abaisser la pression aux condenseurs en dessous de la pression atmosphérique.

Pour qu'un établissement industriel quelconque soit rentable, il faut que l'on soit assuré de son fonctionnement pendant une durée suffisante pour les amortissements financiers. Dans l'exploitation d'une richesse naturelle, il importe de savoir si l'on épuise un gisement limité — et alors d'estimer le total des réserves, comme pour un gisement minéral —, ou si il s'agit d'un débit continu, donné par la

nature, comme une chute d'eau, ou une exploitation agricole bien conduite.

Cette question est essentielle pour un gisement d'énergie géothermique (je ne dis pas, pour l'énergie géothermique dans son ensemble, qui, d'un point de vue cosmique, est quasi illimitée), et il n'est pas facile d'y répondre. Les données physiques acquises lors de la prospection sont presque toujours insuffisantes, et on est obligé de se lancer dans des hypothèses, souvent aléatoires, mais dont il est nécessaire de bien préciser la portée. Je dirai volontiers que la question est presque d'ordre métaphysique, si ce mot n'avait été détourné de son sens étymologique (au delà de la physique).

A Wairakei, la chaleur totale accumulée dans les volumes chauds mis en évidence par la prospection représente à peu près 100 ans du flux mesuré en surface, et les manifestations de celui-ci ne paraissent pas avoir changé sensiblement depuis la durée, sensiblement supérieure, des observations. Les altérations minéralogiques observées dans les carottes de sondage donnent l'impression que le régime chaud est assez ancien. La production des sondages s'étant maintenue pendant deux ou trois ans, et ces sondages s'influençant très peu les uns les autres, l'avenir paraissait assez sûr, pour que l'on ait pu construire une centrale.

Cependant, après cette phase initiale d'optimisme légitime, on voit poindre certaines préoccupations d'avenir plus lointain. Elles sont fondées sur le fait que les sondages fournissent un débit de chaleur très supérieur au débit superficiel spontané (220.000 kc/sec contre 140.000 kc/sec), ce dernier subissant par place une faible réduction, tandis que ses manifestations conservaient ailleurs toute leur intensité, et parfois même, augmentaient.

Il n'y aurait rien d'alarmant à ce que le captage en profondeur des fluides chauds réduise ou fasse disparaître leurs manifestations superficielles, comme cela s'est produit à Larderello. Le fait que le débit total de chaleur soit notablement accru mérite réflexion. Ce n'est qu'à titre d'hypothèse simplificatrice, nullement démontrée, que l'on a pu admettre en première approximation, comme l'hypothèse la plus simple, que les pertes de chaleur spontanées en surface compensaient exactement les venues profondes, c'est à dire que le régime naturel était un régime stationnaire. Mais cette hypothèse oblige à se demander si on ne tire pas actuellement sur les réserves de chaleur accumulées. On ne peut entreprendre de répondre à cette question

sans discuter le bien fondé de l'hypothèse du régime stationnaire initial.

On a vu que la chaleur accumulée, sur quelques centaines de mètres, représente une centaine d'années des pertes en surface. Telle doit donc être à peu près l'unité de temps à l'échelle de laquelle on pourrait s'attendre à ce que se soient produites des variations dans les pertes en surface. Les observations anciennes permettent-elles d'affirmer qu'il ne s'en est pas produit ? Je ne puis répondre à cette question. Mais on doit noter qu'il existe, assez fréquemment semble-t-il, des zones d'anciens dégagements de vapeur, actuellement inactives. L'hypothèse d'un régime initial stationnaire ne me paraît donc nullement établie, et ne peut constituer qu'une première approximation.

On a vu que, dans les zones chaudes, la température est à peu près celle de la saturation, jusqu'aux environs de 500 m de profondeur, puis reste ensuite stationnaire, si même elle ne décroît pas. Il n'y a donc, au delà de 500 m, certainement pas de transfert de chaleur vers le haut, ni par conduction, ni par convection.

Deux interprétations d'un tel état de chose peuvent être envisagées : Ou bien, le bilan thermique n'est pas équilibré, et le régime de transfert intense de chaleur par infiltration de vapeur saturante se traduit à la longue par un refroidissement de la base, entraînant un relèvement progressif de la limite inférieure, et abandonnant derrière celle-ci une zone inactive, très lentement refroidie par la pénétration latérale des eaux froides environnantes. La relative constance des manifestations superficielles pourrait, dans une telle hypothèse, être interprétée par le fait que la répartition des températures juste sous la surface, voisines de la température de saturation, ne dépendrait pas de l'extension vers le bas de ce régime.

L'autre hypothèse serait d'admettre que la zone chaude est alimentée, vers 500 m de profondeur, par un courant d'eau chaude, qui pourrait parvenir à la base des tufs perméables, par un système de fissures ou de failles, à travers les ignimbrites relativement imperméables. F. E. STUDD (1958 b), par une étude attentive des pressions statiques à différents niveaux, dans les sondages, avant et après exploitation, a donné des arguments en faveur d'une telle interprétation. Il situe la venue d'eau chaude au voisinage des sondages 20 et 27, le long d'une faille, et montre que le maintien de la pression initiale dans cette zone, contrastant avec les déclins constatés ailleurs, suggère que les résistances hydrauliques en amont, sur cette circulation pro-

fonde, sont relativement faibles par rapport à celles qui se situent en aval, à travers la masse de tuf perméable.

La discussion des variations de pression statique est d'ailleurs rendue délicate, par le fait qu'il faut tenir compte aussi des variations éventuelles de température, donc de densité de l'eau, et parce qu'un abaissement de la pression, dans une zone à la température de saturation, peut entraîner une vaporisation partielle, qui abaisse beaucoup la densité de la colonne correspondante.

On a vu plus haut que le rapport du débit de chaleur et du débit en eau, mesurés à la surface, était le même que si leur source commune était formée d'eau vers 230°. Ceci s'interpréterait aussi bien dans l'une que dans l'autre des deux hypothèses que nous avons envisagées, et, dans la seconde, confirmerait une alimentation profonde par de l'eau surchauffée.

Nous entrons dans un domaine totalement inconnu, lorsque nous essayons de nous représenter la relation d'un tel flux d'eau chaude, avec les phénomènes volcaniques ou crypto-volcaniques profonds qui doivent bien être à son origine. Nous savons que ce courant dépose de la calcite dans les sondages, et ne donne que très peu de gaz, ce qui confirme l'état liquide de l'eau.

Il faut cependant se demander si les phénomènes volcaniques profonds ne fourniraient pas plutôt l'eau à l'état de vapeur, et si il n'y aurait pas eu mélange de celle-ci avec des eaux froides phréatiques, pour fournir de l'eau vers 250°. Mais un tel mélange n'aurait pu se produire que bien au delà de la zone explorée, peut être en dessous de l'ignimbrite. Et nous avons montré que, dans une masse perméable, un tel mélange n'est pas hydrostatiquement stable, et qu'il devrait s'individualiser des courants ascendants de vapeur, le long de cheminements surchauffés. Si il n'en est pas ainsi, c'est peut être la couverture imperméable d'ignimbrite qui en est cause ? Pour fixer les idées, rappelons qu'il faut 1,7 gr d'eau à 12°, pour 1 gr de vapeur à 250° (volume 20 cc), pour donner 2,7 gr d'eau à 250°.

Les perspectives d'avenir correspondant à ces deux hypothèses extrêmes sont évidemment radicalement différentes. La première ferait prévoir l'épuisement, en moins d'un siècle, de la réserve de chaleur accumulée lors d'un phénomène crypto-volcanique passé, difficile à situer, il y a quelques centaines d'années vraisemblablement, épuisement qui se serait déjà produit, avant l'intervention de l'homme, pour

toutes les zones qui montrent des traces de phénomènes thermiques superficiels actuellement disparus.

La deuxième permettrait d'espérer substituer progressivement, au captage diffus dans toute la masse des tufs perméables, tel qu'il est actuellement réalisé, un captage concentré sur le débouché de la venue profonde, et qui pourrait subsister aussi longtemps que durera celle-ci.

Mais, choisir entre ces deux interprétations nous entraîne dans un domaine entièrement hypothétique, et je ne veux pas m'y risquer. Par contre, il n'est pas dépourvu d'intérêt de noter les évolutions psychologiques des exploitants ou des prospecteurs d'énergie géothermique, oscillant plus ou moins entre l'une et l'autre, c'est à dire entre la vision d'une masse de chaleur sûre, reconnue par la prospection, et paraissant suffisante pour assurer un avenir raisonnable à l'exploitation envisagée, et la considération de venues profondes, plus ou moins hypothétiques, et qui permettent d'espérer une exploitation plus brillante, et un avenir meilleur. Cette évolution se retrouve plus ou moins dans toutes les tentatives d'exploitation géothermique.

A Larderello, on est parti, dès l'origine, des venues de vapeur d'origine profonde. Mais, dans toutes les tentatives italiennes pour trouver d'autres manifestations géothermique utilisables, on retrouve ce point de vue, que ce soit à Viterbe, Ischia, etc. On n'a rencontré en sondage que des eaux plus ou moins chaudes, donnant d'abondants dépôts dans les sondages, mais les travaux ont été poursuivis avec l'espoir de trouver les venues (Spiraglio) de vapeur profonde, que l'on supposait être la source de chaleur initiale, bien que leur existence ne puisse nullement être considérée comme établie.

Les prospections Néo-Zélandaises sur le champ de Waiotapu, qui fournit plus de chaleur que Wairakei (216.000 kc/sec contre 143.000 kc/sec), mais sur une surface beaucoup plus considérable, ont donné des résultats sensiblement moins favorables, en ce sens que la température de saturation correspondant à la pression est rarement atteinte dans les sondages.

Les recommandations formulées pour la poursuite de l'exploitation font apparaître l'évolution psychologique notée ci-dessus. Tandis que J. HEALY paraît surtout préoccupé de localiser des masses de chaleur accumulées, du type de celles qui fournissent jusqu'à présent une base sûre pour l'exploitation de Wairakei, F. E. STURT propose d'orienter les recherches en vue de la localisation de voies d'alimen-

tation profondes en chaleur, analogues à celles dont il a montré la probabilité à Wairakei. (Geothermal Report N. 4).

*
* *

L'énergie mise en jeu par les éruptions volcaniques franches est d'un tout autre ordre de grandeur que celle dont on peut envisager la mise en oeuvre dans les zones géothermales favorables. Mais l'irrégularité foncière de son dégagement nous interdit formellement son utilisation directe.

Il est fort vraisemblable que le mécanisme ultime qui produit les éruptions proprement dites, et les accumulations localisées de chaleur, doit être le même. Mais l'énergie mise en jeu n'est à notre portée que lorsqu'elle s'est accumulée, dans des conditions qui nous permettent de l'exploiter, avec les puissances et les durées qui nous conviennent — c'est à dire des dizaines ou centaines de Mégawatt, pendant des dizaines ou centaines d'années. Il se trouve que les conditions de transfert de la chaleur, par circulation d'eau dans des masses de roches de l'ordre du kilomètre, conduisent précisément à de telles durées. Ce que nous ne savons pas, c'est si il existe des mécanismes d'accumulation et de régularisation à une échelle supérieure — peut être des laccolithes en cours de refroidissement, représentant des centaines de km³, et susceptibles de fournir un débit permanent pendant des milliers d'années, et qui, même sans nous être directement accessibles, transformeraient les perspectives d'avenir de nos exploitations.

Seules, de telles accumulations régulatrices profondes nous permettraient d'espérer les sources d'alimentation en chaleur profondes, relativement constantes à l'échelle séculaire, mais leur considération représente actuellement un acte de foi, presque métaphysique.

On voit mal, en effet, comment des dégagements de fluides chauds d'origine profonde, dont on postule la permanence à l'échelle séculaire, pourraient être issus directement de l'activité volcanique, qui présente des rythmes infiniment plus hachés, avec des variations complètes en quelques jours, quelques mois, ou quelques années.

Il est d'ailleurs difficile de reconnaître, par l'observation, si nous avons affaire à une venue profonde, permanente, de vapeur ou d'eau chaude, ou si le fluide a emprunté sa chaleur à une masse rocheuse, qui se refroidit d'autant, puisque la vitesse de ce refroidissement est

si lente que, pour la durée de notre vie, qui conditionne celle de nos observations, la variation peut être à peine sensible.

Nous ne pourrions donc pas, en général, choisir formellement entre les deux types d'hypothèses que j'ai indiquées, mais je pense qu'il est bon que les investigations qui se poursuivent soient interprétées, à titre d'essai, suivant l'une et l'autre, alors qu'il serait dangereux de se fier trop exclusivement à l'une d'entre elle. Rien n'exclut d'ailleurs qu'en fin de compte, on ne soit conduit à les combiner entre elles, en proportion variable suivant les lieux, en une harmonieuse synthèse.

BIBLIOGRAPHIE

1) Publications

- EANWELL C. J. (1954) - *Note on Gas Starting of Thermal Bores* - N.Z.J.S.T., Vol. 35, (6B), p. 478.
- (1957) - *The New Zealand Thermal Area and its Development for Power Production* - Trans. A.S.M.E., Vol. 79, (2), p. 255.
- (1957) - *Flow Sampling and Discharge Measurement in Geothermal Bores* - Trans. A.S.M.E., Vol. 79, (2), p. 269.
- BANWELL C. J., COOPER E. R., THOMSON G. E. K. and CREE K. J. Mc. (1957) - *Physics of the New Zealand Thermal Area* - D.S.I.R., Bull. 123, p. 109, New Zealand.
- BELIN R. E. and KNOX F. B. (1955) - *The Estimation of the Distribution and Quantity of Water in two Phase Steam-Water Systems* - N.Z.J.S.T., Vo. 37, (3B), p. 385-95.
- BELIN R. E. (1958) - *Gamma Radioactivity Survey of some of Geothermal Areas of the North Island of New Zealand* - N.Z.J. Geol. Geophys., Vol. 1, (1), p. 165.
- BELIN R. E. and BAINBRIDGE A. E. (1958) - *Estimation of Dryness Fraction and Mass Discharge of Geothermal Bores* - Publ. of the Inst. Mechanical Engineers, Sept. 1956, p. 1-11, London.
- BENSEMAN R. F. (1959 a) - *The calorimerty of steaming ground in thermal areas* - Jour. Geophys. Research. 64, p. 123-126.
- (1959 b) - *Estimating the total Heat output of natural thermal Regions* - ibid. 64, p. 1057-1062.
- (1959 c) - *Subsurface discharge from thermal springs* - ibid. 64, p. 1063-65.
- CONFORTO B. (1952) - *Ricerche di forze endogene nel Viterbese* - L'Industria Minerale, fasc. di Dicembre, Anno III, p. 485-487.
- (1954) - *First Stage Results of Investigations on Endogenous Power in the Viterbese District* - Publ. Fac. d'Ing., Inst. di Geol. Applicata e di Giacimenti minerali della Univ., p. 1-4, Roma.

- CONFORTO B. (1954) - *Risultati della prima fase di ricerche di forze endogene nel Viterbese* - L'Ingegnere, (A.N.I.A.I.), p. 16, Milano.
- BOOMBS D. S. (1955) - *X-Ray Observations on Wairakite and non-cubic Analcime* - Mineralogical Mag., Vol. XXX, (230), p. 699.
- ELLIS A. J. and WILSON S. H. (1955) - *The Heat from the Wairakei-Taupo Thermal Region calculated from the Chloride Output* - N.Z.J.S.T., Vol 36, (6B), p. 622-631.
- GARVITCH Z. S. (1955) - *A Field Instrument for Measuring Temperatures of Natural Boiling Pools* - J. Sci. Inst., Vol. 32, p. 261.
- GOGUEL J. (1951) - *L'utilisation de l'énergie interne du Globe* - Chimie et Industrie, Vol. 65, p. 186-190 (Conférence n. 2539 faite le 5 Décembre 1950 au Centre de Perfectionnement Technique).
- (1951) - *L'utilizzazione dell'energia interna del Globo* - Il Calore, Rassegna tecnica mensile dell'Assoc. nazion. controllo combustione, n. 5, (XXII), p. 187-191, Milano.
- (1953) - *Le régime thermique de l'eau souterraine* - Annales des Mines, 142^e, n. X, p. 3-31.
- (1956) - *Le mécanisme des explosions phréatiques* - U.G.G.I., Ass. de Séismologie et de Phys. de l'intér. de la Terre, Public. Bureau Central Séismologique inter., sér. A, Trav. Sc., fasc. 19, p. 165-175, (Congrès Rome 1954).
- GRANGE L. I. (1937) - *The Geology of the Rotorua-Taupo Subdivision* - N.Z. Geol. Survey Bull., N.S. 37.
- GRANGE L. I. & alt. (1955) - *Geothermal Steam for Power in New Zealand* - N.Z.D. Department of Sc. Ind. Research, Bull. 117, p. 102.
- GREGG D. R. (1958) - *Natural Heat Flow from the Thermal Areas of Taupo Sheet District N 94* - N.Z. Geol. Geophys., Vol. 1, (1), p. 65-75.
- GRINDLEY G. W. (1957) - *Geothermal Power* - Science in N.Z., the handbook of the 1957 A.N.Z.A.A.S. Conference, p. 1-11.
- HALDANE T. G. N., WOOD B., ARMSTEAD H. C. H. (1958) - *The Development of Geothermal Power Generation* - World Power Conference, Canadian section Meeting, Sept. 1958, Paper 21 C/N.
- HAMILTON W. M. (1954) - *Geothermal Energy. Cawthron Lecture* - N.Z. Electrical J., Vol. 28, (2).
- HEALY S. (1956) - *Preliminary Account of Hydrothermal Conditions at Wairakei* - Proc. S Pacific Sci. Congress II, p. 214.
- KAPLAN I. R. (1956) - *Evidence of Microbiological Activity in some of the Geothermal Regions of New Zealand* - N.Z.J.S.T., Vol. 37, (6B), p. 639-662.
- LLOYD E. F. (1959) - *The Hot Springs and Hydrothermal Eruptions of Waiotapu* - N.Z.J. Geol. Geophys., Vol. 2, (1).
- MARSHALL T. and HUGILL A. J. (1957) - *Corrosion by Low Pressure Geothermal Steam* - Corrosion, Vol. 13, p. 59.
- MARSHALL T. (1958) - *Stress Corrosion of Austenitic Stainless Steel in Geothermal Steam* - Corrosion, Vol. 14, p. 59.

- PENTA F. (1950) - *Sulle ricerche per « forze endogene » nel Napoletano* - Boll. della Soc. Geol. Italiana, Vol. LXIX, fasc. III, Roma.
- (1953) - *Hot Underground H₂O (Water and Vapor) Researches in Italy* (Research Work on the Endogenous Power in Italy) Inst. of Eng. Geol. and Mineral Deposit of the Univ., Roma.
- (1953) - *Nuove forze di prevedibile utilizzazione* - III Conv. Nazion. degli Ingegneri Italiani, VI Conv. degli Ing. Ind. Italiani, Politecnico 1-2-3-4, p. 1-8, Milano.
- (1953) - *Sulle possibilità offerte dal territorio della Repubblica di el Salvador nell'America Centrale nel campo delle « forze endogene »* - Annali di Geofisica, Vol. VI, Roma.
- (1954) - *Sulle ricerche per « forze endogene » in Italia* - L'Industria Minerale, fasc. di Gennaio 1954, Anno V, p.1-15.
- (1954) - *Ricerche e studi sui fenomeni esalativo-idrotermali ed il problema delle « forze endogene »* - Convegno annuale della Associazione Geofisica Italiana, p. 45, Roma.
- RAFTER T. A., WILSON S. H. and SHILTON B. W. (1958) - *Sulphur Isotopic Variations in Nature* - Part 5: *Sulphur Isotopic Variations in New Zealand Geothermal Bore Waters* - N.Z.J.S.T., Vol. 1, n. 1, p. 103-126.
- ROLLET A. (1950) - *La Centrale géothermique de Kiabukwa* - C.R. des travaux du Congrès scientifique. 50^e anniversaire du Comité sp. du Katanga, comm. No. 96, Elisabethville.
- SCHOFIELD J. B. (1956) - *Methods of Distinguishing Sea-ground-Water from Hydrothermal Water* - N.Z.J.S.T., Vol. 37, (5B), p. 597-602.
- SMITH J. H. (1958) - *Production and Utilization of Geothermal Steam* - N.Z. Engineering, Vol. 13, (10), p. 354-375.
- STEINER A. (1953) - *Hydrothermal Rock Alteration at Wairakei, New Zealand* - Economic Geology, Vol. 48, 1.
- (1955) - *Wairakite, the Calcium Analogue of Analcime, a new Zeolite Mineral* - Mineralogical Magazine, Vol. XXX, (230), p. 691.
- (1958) - *Occurrence of Wairakite at the Geysers, California* - American Mineralogist, Vol. 43, p. 781.
- STUDT F. E. (1957) - *Wairakei Hydrothermal System and the Influence of Ground Water* - N.Z.J.S.T., Vol. 38, (6B), p. 595-622.
- (1958 a) - *Geophysical Reconnaissance at Kawerau, New Zealand* - N.Z.J. Geol. Geophys., Vol. 1, n. 2, p. 219-246.
- (1958 b) - *The Wairakei Hydrothermal Field under Exploitation* - N.Z.J. Geol. Geophys., Vol. 1, n. 4, p. 703.
- WOODING R. A. (1957) - *Steady State Free Thermal Convection of a Liquid in a Saturated Permeable Medium* - J. Fluid Mechanics, Vol. 2, (3), p. 273.
- (1958) - *An Experiment on Free Thermal Convection of Water in a Saturated Permeable Medium* - J. Fluid Mechanics, Vol. 3, p. 582.

2) Rapports intérieurs, Department of Scientific and Industrial Research,
Lower Hutt, New Zealand

- BENSEMAN R. F. (1957) - *Changes in the Heat Output from Steaming Ground at Orakei Korako and Wairakei* - D.S.I.R. Dom. Phys. Lab., Report n. 277.
- (1957) - *Survey of Surface Heat Output at Waiotapu* - D.S.I.R., Dom. Phys. Lab., Report n. 280, p. 26-36.
- (1958) - *An Apparatus for Measuring the Heat Output from Steaming Ground* - D.S.I.R., Dom. Phys. Lab., T. N. 118, p. 14.
- (1958) - *Measurements of Heat Output from Steaming Ground* - D.S.I.R., Dom. Phys. Lab., T. N. 119, p. 17.
- (1958) - *The Measurement of the Natural Heat Output of a New Zealand Thermal Area* - D.S.I.R., Dom. Phys. Lab., T. N. 120, p. 20.
- HOLMES D. W. (1958) - *Subsurface Vapour Flows at Wairakei* - D.S.I.R., Dom. Phys. Lab., T. N. 125, p. 3.
- D.S.I.R. (1957) - *Report on Geothermal Survey at Waiotapu* - D.S.I.R., New Zealand, Geothermal Report n. 4, p. 119.

TABLE DES MATIÈRES

B. GÈZE - <i>Compte-rendu des séances du symposium sur la surveillance des volcans actifs, la protection en cas d'éruption et l'utilisation de l'énergie volcanique</i>	pag. 3
APPENDICE: <i>Recommandations votés au cours du symposium</i> (textes français, anglais et russe)	» 10
R. FABRE et M. CHAIGNEAU - <i>Technique de prélèvement et d'analyse de gaz de fumerolles de volcans. Exemples d'analyses de gaz prélevés à la Montagne Pelée (Martinique) et à la Grande Soufrière (Guadeloupe). (Avec 1 fig. dans le texte)</i>	» 21
J. JOLIVET - <i>Surveillance géophysique et géochimique des volcans des Antilles françaises. Possibilité de prévision et de contrôle des éruptions</i>	» 31
S. THORARINSSON - <i>On the predicting of volcanic eruption in Iceland</i> (With 1 text-figure and 1 plate)	» 45
H. PELLETIER, G. DELIBRIAS, J. LABEYRIE et M.-Th. PERQUIS - <i>Mesure de l'âge de la coulée volcanique du Puy de la Vache (Auvergne) par la méthode du Carbone 14</i>	» 53
G. IMBÒ - <i>Quelques phénomènes accompagnant les phases préliminaires de manifestations éruptives du Vésuve et les relatives possibilités de prévisions</i> (Avec 3 fig. dans le texte)	» 55
ED. BERG et TH. JANSSEN - <i>Microséismes et séismes précédant l'éruption du Nyamuragira-Kitimbanyi (Afrique Centrale) 1958.</i> (Avec 5 planches)	» 63
H. TAZIEFF - <i>Exploration géophysique et géochimique du volcan Niragongo (Congo Belge)</i>	» 69
H. A. FERREIRA - <i>Notice sur deux manifestations récentes d'activité volcanique dans le territoire du Portugal</i>	» 73
G. ZBYSZEWSKI - <i>L'éruption du volcan de Capelinhos (île de Faial, Açores). (Avec 1 planche)</i>	» 77
F. MACHADO - <i>Secular variation of seismo-volcanic phenomena in the Azores.</i> (With 4 text-figures)	» 101

M. DUCROT - <i>Le volcan actif de l'île de la Réunion. Surveillance et étude de l'activité. Possibilités d'utilisation de l'énergie émise</i> .	pag. 109
G. S. GORSHKOV - <i>Some results of seismometric investigations at the Kamchatka Volcanological Station. (With 5 text-figures)</i> . . .	» 121
V. A. BERNSTEIN - <i>On magnetometric investigations in vicinity of volcanoes</i>	» 129
S. I. NABOKO - <i>Change in the fumarole regime of Ključevsky Volcano (With 2 text-figures)</i>	» 135
G. S. GORSHKOV - <i>Determination of the explosion energy in some volcanoes according to barograms. (With 3 text-figures)</i> . . .	» 141
V. I. VLODAVETZ - <i>Principes de la division régionale volcanique en U.R.S.S.</i>	» 145
R. MORIMOTO - <i>Submarine eruption of the Myōjin reef. (With 4 text-figures and 4 plates)</i>	» 151
A. ALCARAZ - <i>Tilt measurements in Philippine volcanic areas. (With 21 text-figures)</i>	» 161
M. NEUMANN VAN PADANG - <i>Measures taken by the authorities of the vulcanological survey to safeguard the population from the consequences of volcanic outbursts. (With 4 plates)</i> . . .	» 181
J. HEALY et H. TAZIEFF - <i>Surveillance des volcans actifs en Nouvelle-Zélande</i>	» 193
E. AUBERT DE LA RÛE - <i>Les manifestations actuelles du volcanisme aux Nouvelles-Hébrides. (Avec 1 planche)</i>	» 197
CL. BLOT, M. CHAIGNEAU et H. TAZIEFF - <i>Nouvelles-Hébrides (Mars-Mai 1959). (Avec 1 planche)</i>	» 207
G. A. MACDONALD - <i>Prediction of eruptions of Hawaiian volcanoes</i> .	» 211
B. GÈZE - <i>L'utilisation des volcans pour accroître la pluviosité dans le Sahara est-elle utopique? (Avec 1 figure et 1 planche)</i> . . .	» 213
F. PENTA - <i>Vapori naturali (« forze endogene »): Stato delle ricerche e considerazioni. (Con 4 tabelle)</i>	» 219
N. GENNAI - <i>Résultat des forages effectués à Bagnore (Monte Amiata, Italie). (Avec 1 figure dans le texte)</i>	» 237
G. BÖDVARSSON - <i>Exploration and exploitation of natural heat in Iceland. (With 1 text-figure)</i>	» 241
M. NEUMANN VAN PADANG - <i>The steam borings in Kawah Kamodjang. (With 1 plate)</i>	» 251

V. V. AVERIEV, V. V. IVANOV and B. I. PIIP - <i>Problems of using volcanic thermae of the Kurile-Kamchatka island arc for power</i> .	pag. 257
A. E. SVIATLOVSKY - <i>Thermal underground waters of the Kamchatka and the role of recent tectonics and volcanism in their dynamics.</i> (With 1 plate)	• 265
A. S. NEKHOROSHEV - <i>To the problem of the methods for determining the pressure of volcanic vapours at depth</i>	• 271
F. E. STUDDT and D. DOYLE - <i>Electric power generation from geothermal steam at Wairakei, New Zealand</i>	• 277
J. GOGUEL - <i>Quelques considérations sur l'utilisation de l'énergie géothermique, à propos de la Nouvelle-Zélande</i>	• 283

